

Comte DE MONTESSUS DE BALLORE

Directeur du Service sismologique de la République du Chili.

La Sismologie moderne

LES TREMBLEMENTS DE TERRE

64 figures et cartes

dont 16 planches de reproductions photographiques et 2 cartes hors texte

Librairie Armand Colin

Rue de Mézières, 5, PARIS



J C Branner
from the author
August 1912

La Sismologie moderne

PRÉFACE

Tout se meut dans l'Univers : telle est la loi générale, et cette formule simple résume en peu de mots les résultats expérimentaux de tout le vaste ensemble des connaissances humaines qui s'appelle la Science. Les étoiles fixes, ou simplement les Fixes, comme les nommaient les anciens philosophes, ne le sont qu'en apparence et seulement en raison des immenses distances qui les séparent de notre monde planétaire; le Soleil, entraînant avec lui son cortège de planètes, se meut sur une orbite tellement vaste que, pour déceler cette course vers l'infini, il a fallu les plus délicates mesures des astronomes modernes; la Terre tourne autour du Soleil avec une vitesse telle que nos sens sont tout à fait impuissants à s'en apercévoir; à sa surface, les masses liquides

des océans ou gazeuses de l'atmosphère sont en perpétuelle agitation, tandis que dans leur sein rampent, nagent et volent des êtres vivants dont le corps lui-même est le siège d'une intense circulation du sang et d'un continuel échange de matières entre leurs cellules constituantes et le milieu ambiant, phénomène auquel participe aussi la sève des végétaux, qui sont cependant le type de l'immobilité vivante. Que sont les grands phénomènes de la physique, lumière, chaleur, électricité, magnétisme, sinon des formes de mouvement et de même les phénomènes chimiques? Qu'est elle-même la vie, soit d'un être infiniment complexe tel que l'homme, ou celle d'une simple cellule, sinon un incessant mouvement, un continuel échange d'énergie, et, au moment de la mort d'un être, quel qu'il soit, le mouvement, pour changer de cycle, ne disparaît pas pour cela au sein de la matière qui constituait cet organisme. Comment enfin conçoit-on la matière sinon comme un mouvement tourbillonnaire ou orbital de molécules ou d'atomes, que seule la grossièreté de nos sens nous fait considérer comme infiniment petits?

Et l'on voudrait qu'en dépit des apparences la

surface terrestre échappât à cette inéluctable nécessité! L'on sait bien que les plus superbes chaînes de montagnes résultent d'un mouvement, puisque jusque sur leurs cimes se rencontrent des strates jadis édifiées au fond des mers, et une fois leurs sommets soulevés, lentement ou brusquement, peu importe, dans un passé géologique plus ou moins reculé, immense toujours au regard de nos échelles de temps, est-ce qu'elles ne subissent pas fatalement un mouvement inverse de descente, entraînées que sont leurs masses, molécules à molécules, par les agents atmosphériques de dégradation? Surgies du fond des océans, elles y retournent. L'écorce terrestre superficielle ne saurait constituer une heureuse anomalie et, quoiqu'elle soit pour nous le symbole même de la fixité, les tremblements de terre sont là pour nous rappeler à la réalité.

Si donc, en fin de compte, toute science peut se ramener à l'étude d'un mouvement ou d'un transport d'énergie, les phénomènes sismiques n'échapperont pas aux méthodes générales de l'étude d'un phénomène naturel quelconque, et c'est précisément à la judicieuse application de ce principe que nous devons la rapide éclosion de la

Sismologie moderne : ainsi s'appelle la science des tremblements de terre, qu'a vue naître la fin du xixe siècle.

Depuis que l'homme, réfléchissant à ce qui l'entoure, veut trouver la raison des choses et s'expliquer l'Univers, nul phénomène naturel n'a eu plus que les tremblements de terre le don de l'émouvoir et d'exciter sa curiosité, sans doute par suite même de la terreur qui les accompagne. Toutes les traditions populaires les plus anciennes, toutes les histoires et toutes les littératures sont remplies de récits relatifs au redoutable fléau; mais jusqu'au troisième tiers du siècle dernier, il ne s'est guère agi que de descriptions plus ou moins dramatiques ou de théories insuffisantes et même puériles, où l'imagination était tout et la véritable observation peu de chose, sinon rien. La Sismologie est née seulement quand on a enfin osé appliquer des méthodes et des appareils de mesure à ce phénomène dont la violence, capable d'ébranler les montagnes sur leurs fondements et de secouer des pays entiers en y renversant tout, semblait défier toute évaluation numérique. Cet effort et cette audace n'ont pas été, ce semble, appréciés à leur juste valeur et cependant, sans

ce pas décisif, la Sismologie moderne ne se fût point constituée.

Dès ses débuts, les principaux résultats obtenus ont eu le don d'étonner le public, qu'il se soit agi d'annoncer avant tout télégramme la production d'un grand tremblement de terre dans telle ou telle région parfois éloignée jusqu'aux antipodes, ou que l'on ait discuté sur l'état interne du globe, jusqu'ici tout à fait inaccessible à nos investigations, mais que le sismographe permet pour ainsi dire d'ausculter. Malheureusement ces retentissantes découvertes sont encore trop souvent reléguées dans de lourds mémoires ou d'indigestes volumes, qu'en dehors des cercles scientifiques les curieux de la Nature n'ont le temps ni de lire ni, moins encore, d'approfondir; ils ne veulent pourtant pas croire les sismologues sur parole et il leur faut être renseignés sans grand travail. Cet opuscule a été écrit pour eux.

Ce n'est pas qu'en ces dernières années n'aient été publiées des œuvres de vulgarisation sur les tremblements de terre, mais, en France du moins, aucune n'a été due à la plume d'un sismologue de profession; à l'étranger, au contraire, plusieurs des savants qui, depuis de longues années, con-

sacrent leurs veilles à l'étude raisonnée des brusques soubresauts de l'écorce terrestre, ont voulu faire bénéficier leurs compatriotes des résultats obtenus et mettre à la portée de tous les lumières déjà grandes maintenant acquises sur le mystérieux phénomène, devenu l'objet de l'observation systématique. C'est que, relativement très stable, le sol de la France n'a pas été favorable à l'essor de la sismologie comme l'a été celui d'autres pays où les tremblements de terre sont pour ainsi dire un phénomène quotidien. Il n'est donc pas étonnant que la Sismologie soit restée chez nous presque *terra incognita*, et il a fallu le grand séisme provençal du 11 juin 1909 pour rappeler que la France elle-même n'est pas à l'abri du fléau et qu'il existe toute une science des tremblements de terre, science qui possède ses méthodes propres et ses appareils particuliers. Déjà la catastrophe du détroit de Messine avait ému l'opinion et le public avait exigé d'être renseigné. Cependant les volumes publiés en France à cette occasion n'ont pas complètement atteint le but parce qu'ils ont été écrits par des savants qui, pour un instant, ont dû changer de domaine, et, d'astronomes ou de géologues qu'ils étaient, se sont faits

sismologues. En dépit donc de la difficulté de l'entreprise, une sismologie débarrassée de tous les détails sans importance, ou dont l'interprétation est encore discutable, viendra bien à son heure, surtout écrite par qui vit dans un pays à tremblements de terre et a consacré sa vie à leur investigation.

En philosophie naturelle, — le vocable pris dans son ancienne acception, — tous les phénomènes de la vie du Globe, ou de la Géophysique, comme on dit maintenant, sont en étroite dépendance, et les tremblements de terre n'échappent point à cette loi très générale. En d'autres termes la Sismologie nécessite l'aide de plusieurs autres sciences qu'elle ne manque d'ailleurs pas d'éclairer à son tour par juste réciprocité. Pour beaucoup de pays, elle est directement liée à l'histoire nationale, souvent à un haut degré influencée par les désastres sismiques. Elle touche de très près, cela va sans dire, à la géographie et c'est une des plus brillantes généralisations de la science moderne que d'avoir montré comment les tremblements de terre sont liés d'une manière normale, nécessaire et permanente, dans les temps géologiques, avec les trans-

formations incessantes et successives du relief terrestre. L'étude du mouvement sismique demande des connaissances physiques et mathématiques étendues, tandis que l'établissement des appareils destinés à fixer pour toujours ce phénomène pourtant si fugitif et le réserver à une patiente investigation ultérieure, exige l'emploi des plus ingénieuses combinaisons de la mécanique. Enfin le sismologue devra faire œuvre d'ingénieur et d'architecte pour étudier les effets des tremblements de terre sur les édifices et trouver rationnellement les moyens efficaces d'en éviter les fâcheuses conséquences, en un mot pour établir un *Art de construire dans les pays à tremblements de terre*. On voit combien est vaste le champ de la Sismologie.

On peut ainsi distinguer une Sismologie historique, une Sismologie géographique et géologique, une Sismologie physique, mathématique et mécanique, enfin une Sismologie architectonique.

De la Sismologie historique, il ne sera pas parlé; aussi bien une description de quelque grand tremblement de terre ne ferait que s'ajouter aux innombrables et excellentes relations déjà faites, et quel homme cultivé n'en a lu plusieurs?

La Sismologie architectonique, le chapitre le mieux assis peut-être, en dépit des apparences, sera tout juste développée dans la mesure nécessaire pour démontrer que la presque totalité des dommages sont dus à l'incurie de l'homme et qu'il lui est parfaitement loisible de les éviter par des moyens maintenant bien élucidés dans tous leurs détails. Restent donc comme matière principale la Sismologie géologique et la Sismologie physique : la première nous fera toucher du doigt la cause des tremblements de terre et nous fera assister aux brusques mouvements qui ont accompagné et accompagnent encore les vicissitudes du relief terrestre; la seconde nous fera analyser le très intéressant état vibratoire presque permanent de la masse terrestre, et comme les vibrations d'un corps dépendent de sa constitution moléculaire et de ses propriétés physiques particulières, dureté, densité, élasticité, celles de la terre soumises à cette investigation fourniront des lumières sur l'état interne du globe, maintenant accessible au sismographe.

De même que dans le spectre de la lumière, la gamme des vibrations terrestres est extrêmement étendue, beaucoup plus même que nos seuls sens

nous permettraient de le supposer directement. Le minimum de vitesse correspond aux lents mouvements séculaires, soulèvements et affaissements de côtes par exemple, phénomènes dont l'histoire et l'observation nous attestent la réalité. Ce sont les « bradysismes », qui n'appartiennent pas en propre à la Sismologie, mais bien à la géologie. A l'opposé de l'échelle, minimum d'amplitude et en même temps minimum de période vibratoire, se rencontrent les pulsations terrestres, mouvements extrêmement rapides et dus à de nombreux phénomènes d'origine diverse, changements de température, variations de pression atmosphérique, vent, attractions cosmiques, choc des vagues contre les côtes, et même des manifestations de la vie industrielle, mouvements des machines à vapeur, des trains de chemins de fer, des tramways, des voitures, sonneries de cloches, explosions, etc. Ces « tachysismes » ne constituent pas davantage le domaine de la Sismologie proprement dite, qui pour en être réduite à l'étude des vibrations intermédiaires correspondant aux véritables tremblements de terre, n'en est pas moins vaste pour cela. Bref, la Sismologie se restreint à la partie moyenne du spectre des vibrations ter-

restres, ses parties extrêmes restant hors de la portée directe et immédiate de nos sens.

Dans ce champ limité de la sorte, aurons-nous la prétention de tout expliquer? Assurément non! Nous nous abstiendrons soigneusement des hypothèses faciles qui servent seulement à encombrer les bibliographies, et nous nous baserons uniquement sur les observations bien faites, sans aller jamais au delà des déductions légitimes. C'est qu'une science n'est jamais définitivement constituée. A mesure que les ouvriers de la dernière heure soulèvent un coin du voile qui nous cache le mystère d'un phénomène naturel, l'horizon s'élargit et successivement se posent de nouveaux problèmes dont la solution, à peine est-elle entrevue, se répercute immédiatement sur ceux que l'on croyait pour toujours résolus. Une science, quel que soit son domaine, n'est donc qu'une série d'approximations successives et en réalité les lois naturelles échappent à la simplicité dont nous sommes obligés de revêtir leur expression pour arriver à les concevoir et à les soumettre au contrôle de plus en plus sévère de l'observation. Bref, nous n'en connaissons d'ordinaire que les termes principaux, et à chaque découverte nouvelle il faut en

ajouter d'autres au polynome qui sert à les représenter, et c'est ainsi que l'on se rapproche petit à petit d'une théorie complète, toujours désirée, jamais atteinte. Il s'agit là d'une marche asymptotique vers la vérité, et l'étude du mouvement sismique obéit à ce processus général. Considéré au début comme un simple mouvement ondulatoire ou vibratoire, il a fallu successivement et par deux fois déjà dédoubler cette conception, tellement bien que si, maintenant, nous distinguons au moins quatre espèces d'ondes différentes, nous entrevoyons que, selon toute probabilité, il en existe d'autres résultant des divers chemins parcourus avant qu'elles n'arrivent à se faire enregistrer par les appareils sismographiques; en un mot nous ne connaissons encore qu'une faible fraction du spectre des vibrations sismiques.

Passant à un autre ordre d'idées, si, *grosso modo*, nous savons à n'en pas douter que les tremblements de terre résultent des efforts géologiques généraux qui ont élevé les montagnes, plissé, rompu et charrié les unes sur les autres les strates terrestres, en sommes-nous beaucoup mieux renseignés sur la genèse intime du phénomène sismique? Certes non, la solution du problème est

seulement reculée et ramenée à celle du problème orogénique. Ce grand fait maintenant acquis par la pure observation, il faudra peut-être plusieurs générations de sismologues et de géologues pour pénétrer plus profondément le mystère, mais le point de départ de l'étape suivante n'en sera pas moins la théorie tectonique des tremblements de terre, car elle n'est entachée d'aucune hypothèse.

Arrivera-t-on à prédire les séismes? C'est là une question à laquelle on ne saurait actuellement, même dans ces termes très généraux, donner une réponse vraiment scientifique. Au fond, cette recherche troublante a dominé la période précédente de la Sismologie. En effet, par d'innombrables statistiques, on a voulu mettre les mouvements de l'écorce terrestre en relation avec une multitude de phénomènes extérieurs à cette même écorce, phénomènes d'ordre cosmique ou météorologique, et dont la périodicité plus ou moins longue mais dûment reconnue, aurait donné la possibilité de prévoir les tremblements de terre s'il avait existé de nettes relations de dépendance mutuelle. Tous ces efforts ont été dépensés en pure perte, et cette voie, qui est bien sans issue, continue à égarer nombre de chercheurs; ignorant le plus souvent

qu'avant eux des prédécesseurs ont eu les mêmes idées, ils rééditent sur de nouveaux frais et péniblement des statistiques tout aussi insuffisantes et peu probantes.

Des appareils capables, disait-on, d'annoncer à l'avance les tremblements de terre ont été construits, mais aucun n'a donné de résultats dignes de foi et la faillite de retentissantes tentatives, encore dans toutes les mémoires, n'a d'égale que l'assurance avec laquelle on s'est empressé de les lancer *urbi et orbi*.

Grâce à quelques découvertes trop superficiellement exposées pour que le public ait pu les interpréter sainement, grâce aussi à ce que certains sismologues ont dépassé dans leurs déductions ce que l'on pouvait légitimement tirer de l'observation sagement et judicieusement analysée, on a jusqu'à un certain point exagéré l'importance et la portée de quelques faits, d'ailleurs exacts. Qu'une grande catastrophe se produise, l'on s'étonne que les sismologues ne puissent immédiatement répondre aux interrogations de toutes parts posées sur la cause et l'origine du fait concret dont il s'agit. Quel est, par exemple, l'accident géologique dont la mise en mouvement a causé le désastre de

Messine ou le tremblement de terre de Provence? Dans la plupart des cas et malgré la certitude d'une origine tectonique, on ne peut répondre qu'après une longue et minutieuse étude et point toujours avec la précision exigée. D'ailleurs cela suppose une connaissance préalable, exacte autant que détaillée, de la géologie de la région la plus fortement secouée. Très fréquemment aussi les appareils sismographiques permettent d'annoncer qu'un tremblement de terre violent vient de survenir à telle distance déterminée et il se trouve que les diagrammes enregistrés ne correspondent à aucun grand séisme connu; nouvelles critiques, le public n'admet pas qu'il puisse s'agir d'un foyer océanique ou tellement profond que les ondes sismiques n'aient pu arriver à la terre ferme ou à la surface terrestre sous forme de tremblement de terre sensible. Tour à tour la Sismologie est considérée comme infaillible ou taxée d'impuissance : double erreur.

Ces considérations générales laissent entrevoir dans quel esprit est rédigé cet opuscule : on s'y tiendra aux faits d'observation et l'on mettra soigneusement en lumière toutes les interprétations encore discutables, se gardant des généralisations

hâtives, destinées à disparaître presque aussitôt qu'énoncées.

Nous n'avons pas cru devoir nous préoccuper de bibliographie et nous nous contenterons de citer en cas de besoin les noms des sismologues auxquels on doit telle ou telle observation ou théorie, le public auquel s'adresse cet ouvrage ne pouvant remonter aux mémoires originaux. Les lecteurs qui voudraient aller plus loin n'auraient qu'à consulter les ouvrages didactiques, où ils trouveraient tous les renseignements nécessaires. Nous énumérons plus loin les traités les plus récemment publiés sur l'ensemble de la Sismologie tant en France qu'à l'étranger, chacun d'eux suffisant, avec ses qualités ou ses défauts propres, à donner une idée précise de l'état actuel de la Sismologie.

LA
SISMOLOGIE MODERNE

CHAPITRE I

CARACTÈRE PÉRIODIQUE DU MOUVEMENT SISMIQUE

Malgré la très grande complication que présente le mouvement sismique dès que le phénomène atteint une certaine intensité, il n'est pas d'habitant des pays instables qui ne sache très nettement distinguer des mouvements ondulatoires ou oscillatoires horizontaux et plus ou moins amples et rapides, et des mouvements vibratoires, sussultoires ou trépidatoires, généralement plus brusques, en tout cas verticaux, le mot trépidatoire étant celui qui rend le mieux l'impression du sens musculaire, au moyen duquel se perçoivent les ébranlements du sol. Ces deux sortes de mouvements peuvent être exclusifs l'un de l'autre pour

un même tremblement de terre, mais aussi se manifester alternativement pendant la brève durée d'un même séisme.

Tantôt le tremblement de terre éclate brusquement avec toute sa violence, puis s'évanouit rapidement, tantôt il présente une série d'alternatives, d'exacerbations et de rémissions, et le plus souvent s'éteint lentement. Le mouvement vertical paraît prédominer dans le premier cas, l'horizontal dans le second. Il semble que le phénomène vient d'une certaine direction et s'éloigne vers celle diamétralement opposée. Acquiert-il une grande intensité, le spectacle change, sa complication atteint un degré qui défie toute analyse, l'observateur se sent agité, balancé, poussé, tiré dans tous les sens à la fois et ses impressions diverses se succèdent avec tant de rapidité et de confusion qu'il se croit le jouet d'un mouvement giratoire, tandis que disparaît toute sensation de direction définie. L'expérience presque journalière des pays à tremblements de terre a vite prouvé aux personnes tant soit peu cultivées et habituées à réfléchir que de lentes et longues ondulations sont le propre d'un tremblement de terre plus ou moins violent survenu très loin de l'observateur, tandis que de courtes et rapides oscillations, et surtout des trépidations, caractérisent un ébranlement terrestre à foyer très rapproché, sinon situé sous ses pieds mêmes, le mélange des unes et des autres correspondant à un

séisme qui est né à moyenne distance, ni très près, ni très loin.

Ainsi au-dessus ou au voisinage immédiat d'un foyer sismique qui vient d'entrer en action, les trépidations caractérisent le tremblement de terre, et à mesure que l'observateur s'en trouve plus éloigné, les ondulations apparaissent et finissent par masquer les trépidations qui s'évanouissent; puis, à plus grande distance encore, les ondulations devenant de plus en plus lentes et douces se réduisent à un long balancement qui peut aller jusqu'à donner le mal de mer, ou causer quelque malaise analogue, lorsqu'il s'agit d'un violent tremblement de terre.

Dans tous les cas, il est un caractère commun à toutes ces modalités diverses et changeantes : le retour plus ou moins répété de sensations semblables, sinon égales en intensité et en rapidité; en un mot le mouvement sismique est essentiellement périodique en entendant ce mot dans sa plus large acception, c'est-à-dire que les mouvements successifs de va-et-vient qui le constituent ne sont pas forcément séparés par des intervalles de temps égaux, ni ne sont d'amplitude constante, ces caractères d'uniformité correspondant à un mouvement régulier et susceptible d'être figuré au moyen de la courbe bien connue appelée sinusoïde. Telle est l'impression que donnent les sens au moment d'un tremblement de terre, chaque fois que l'observa-

teur garde le sang-froid nécessaire pour analyser ses propres sensations et que le phénomène est assez léger pour que ses mouvements n'atteignent pas le degré de violence et de confusion ne laissant plus de place qu'à la terreur et à la recherche instinctive des moyens de salut.

Cette manière d'être du mouvement sismique a été de tout temps reconnue sinon exprimée sous forme scientifique et, résultant de la pure observation, elle entraîne pour l'étude des tremblements de terre l'emploi des méthodes générales relatives aux mouvements périodiques tels que le son, la lumière, les oscillations pendulaires, les marées, etc. L'on y usera donc de la même terminologie.

Mais il ne s'agit plus ici d'un mouvement périodique parfait dans lequel un point géométrique, ou mieux une particule matérielle, repasse à son point initial d'équilibre ou de repos à des intervalles de temps constants et après s'en être éloignée de part et d'autre à des distances égales et avec la même vitesse, qui s'annule pour changer de sens à l'extrémité de chacun de ses déplacements. Dans le tremblement de terre tout varie simultanément, et dans ses écarts successifs le point mobile, ici une particule terrestre, ne repasse pas exactement à sa position primitive; il ne la réoccupe qu'en revenant finalement à l'état de complet repos; à chaque nouvelle impulsion, il s'élance dans une

direction plus ou moins différente de la précédente, s'éloigne plus ou moins loin et plus ou moins vite. En d'autres termes, le caractère de périodicité s'allie à une variation continue de tous les éléments du mouvement.

Ainsi s'explique comment la Sismologie rationnelle est tard venue, puisque ses progrès ont dû s'appuyer préalablement sur la connaissance récente encore de mouvements analogues, mais relativement plus simples, le son et la lumière par exemple.

Ce qui caractérise tout d'abord un mouvement d'allure périodique, c'est la direction des déplacements d'une particule par rapport à la ligne, supposée rectiligne, qu'a suivie l'impulsion primitive pour atteindre cette même particule et lui communiquer le mouvement dont il s'agit. Ce sera ici le rayon sismique, l'analogue du rayon optique; il joint la particule terrestre, ou plus généralement l'observateur, au foyer du tremblement de terre. Le mouvement se produit-il dans le sens de cette ligne, il est dit longitudinal; s'effectue-t-il perpendiculairement au rayon sismique, ou dans une direction plus ou moins oblique par rapport à lui, il est appelé transversal, ou de distorsion. Le son est longitudinal et la lumière est transversale de même que les oscillations pendulaires ou les vagues de la mer; dans une verge, une plaque ou une corde vibrantes, on a simultanément des

mouvements longitudinaux et transversaux, et ce cas plus complexe est aussi celui du mouvement sismique.

Les définitions et les considérations qui vont suivre et nous serviront constamment ont été créées pour un mouvement périodique parfait ou à éléments uniformes, c'est-à-dire susceptible d'être représenté comme on l'a dit par une sinusoïde. Il suffira d'en élargir le sens, c'est-à-dire de n'en parler que pour un instant déterminé et seulement pour une oscillation distincte de la particule terrestre de part et d'autre de sa position initiale de repos.

L'amplitude est la distance dont la particule s'éloigne de sa position d'équilibre, mais le plus souvent on considère la double amplitude, c'est-à-dire la somme des distances parcourues de part et d'autre. La période est le temps employé par la même particule pour revenir à son point de départ avec une vitesse de sens contraire à celle avec laquelle elle s'en est éloignée, et le plus souvent aussi on considère la double période et alors la particule repasse à son point de départ avec une vitesse de même sens et après avoir ainsi subi deux points morts ou de vitesse nulle, ceux où, après s'être éloignée au maximum, elle retourne en arrière vers le point d'équilibre initial. Les choses se continuent de la sorte, jusqu'à extinction complète du mouvement, avec des vicissitudes

diverses d'accroissement et de décroissement des deux éléments, amplitude et période, que le mouvement soit longitudinal ou transversal.

Il n'est pas concevable qu'une particule puisse posséder simultanément un mouvement longitudinal et un autre transversal, et dire qu'ils coexistent, comme c'est le cas du mouvement sismique, cela signifie qu'à chaque instant la particule obéit à une impulsion de chaque espèce, l'une et l'autre se composant pour lui faire décrire autour de sa position d'équilibre une trajectoire complexe, de forme constamment variable et plus ou moins analogue aux célèbres figures de Lissajous.

L'amplitude et la période combinées nous permettent de nous faire une idée au moins grossière de l'intensité d'un tremblement de terre, étant évident que deux séismes peuvent exercer les mêmes effets destructeurs, l'un de faible amplitude et de rapide période, l'autre de grande amplitude mais de lente période, ce que d'ailleurs vérifie l'expérience. Si, d'autre part, dans les descriptions courantes ou sans prétentions scientifiques des tremblements de terre, les mots vibrations, ondulations, oscillations, trépidations, balancements, reviennent à chaque instant sans plus de précision, il convient en sismologie de se débarrasser de ce vague; aussi a-t-on pris l'habitude de réserver le nom d'ondulations et d'oscillations aux mouvements de période relativement lente et d'appliquer celui de

trépidations et de vibrations à ceux de période plus rapide, la limite entre les unes et les autres restant provisoirement indéterminée. Les premières correspondent le plus souvent du moins aux mouvements horizontaux et les secondes aux mouvements verticaux.

Jusqu'ici on n'a fait que mettre d'accord la conception physicomécanique d'un mouvement périodique quelconque avec l'observation séculaire des sens d'après laquelle le tremblement de terre appartient sans hésitation possible à ce genre d'ébranlement, et si l'on a dépassé le strict champ de l'expérience, ce fut seulement en affirmant que le mouvement sismique est à la fois longitudinal et transversal. A première vue, il semble bien qu'on ne fait là aucune hypothèse, et, en effet, le mouvement ondulatoire ou horizontal d'un tremblement de terre paraît aussi clairement transversal que paraît longitudinale l'impulsion trépidatoire ou verticale du même phénomène. On verra cependant plus loin que c'est là une interprétation fausse des faits, parce que trop simple, et qu'éléments longitudinaux et transversaux du mouvement sismique correspondent à toute autre chose; mais il faudra le secours des appareils pour apprécier sainement les résultats de l'observation. En fait un tremblement de terre se compose de diverses espèces de mouvements, et ce que nos sens en perçoivent est seulement transversal, tout

comme les vagues de la mer, auxquelles d'ailleurs on a souvent comparé les séismes avec une sûreté d'observation que la science sismologique a été longue à ratifier.

En optique et en acoustique, on est habitué à parler d'ondes lumineuses et sonores, et il nous faut maintenant étendre cette notion au mouvement sismique.

Nous ne savons rien encore de ce qu'est en réalité l'ébranlement initial qui se traduit sous la forme du tremblement de terre, mais pour simplifier le raisonnement, nous nous référerons à une particule terrestre mise en mouvement, peu importe comment; elle représentera le centre ou le foyer du phénomène, son hypocentre comme on dit, parce qu'il est plus ou moins profondément situé au-dessous de la surface terrestre. Mais on a tout de suite l'intuition qu'il s'agit là d'une hypothèse de simplification et que sans doute c'est une portion plus ou moins grande de la masse qui est mise en mouvement tout d'un coup et en bloc, comme nous le montrera plus tard l'observation. Conservant provisoirement cette fiction commode du point géométrique, nous voyons clairement qu'une particule terrestre quelconque, — et il en serait de même pour une portion limitée de sa masse, — ne saurait se mettre en mouvement sans communiquer son impulsion aux particules immédiatement voisines, puis celles-ci à leur tour

et de proche en proche à leurs propres voisines. A chaque instant l'ébranlement est donc transmis à des particules de plus en plus éloignées du foyer, particules qui deviennent ainsi successivement le centre d'un nouvel ébranlement, et ainsi de suite jusqu'à complète extinction de la force vive ou de l'énergie transportée et propagée au loin dans la masse du corps tout autour du foyer, mais qui doit forcément finir par disparaître épuisée en s'appliquant à un nombre de plus en plus grand de particules, c'est-à dire à une masse croissante. L'énergie de l'ébranlement décroîtra en raison inverse du carré de la distance au foyer; c'est là une loi générale de mécanique qui trouve ici une évidente application.

A un instant déterminé, les dernières particules terrestres mises en mouvement limitent une surface fermée enveloppant le foyer; c'est la surface d'onde sismique ou plus simplement l'onde sismique. Chacun des points de l'onde sismique devient un foyer d'ébranlement et donne lieu à de nouvelles ondes élémentaires, dont l'enveloppe sera, à un autre instant postérieur à celui considéré, une nouvelle onde sismique et ainsi de suite. En d'autres termes le principe d'Huyghens est applicable en sismologie, tout comme en optique.

Si le tremblement de terre naissait en un point géométrique et si, de plus, la masse terrestre était isotrope, c'est-à-dire douée de propriétés phy-

siques identiques tout autour du foyer, quelle que soit la direction choisie, les ondes sismiques seraient des sphères concentriques. Cette double hypothèse a été employée jadis pour étudier la propagation du mouvement sismique à la surface de la terre, mais cette méthode n'a rien donné même de grossièrement approché par rapport aux résultats de l'observation, tant on s'éloignait ainsi des circonstances réelles. Quoi de plus hétérogène, en effet, que la masse terrestre, du moins dans la mince pellicule externe que nous en connaissons; on le voit bien à l'infinie diversité des roches de la surface et à leur disposition relative si compliquée en strates de toutes natures, directions et épaisseurs, ou en masses non stratifiées tout aussi diverses. La propagation du mouvement sismique de proche en proche dépendant directement en chaque point des propriétés physiques, densité, élasticité, composition moléculaire, etc., il en résulte que l'onde sismique sera elle-même une surface très compliquée, le foyer fût-il un point, ce qui n'est pas en général, d'où nouvelle cause de complication quant à sa forme. On ne s'étonnera donc point de ce que l'analyse mathématique soit à peu près impuissante à calculer l'onde sismique et, en tout cas, il faut faire des hypothèses plus ou moins plausibles, de toute façon invérifiables, sur la variation des propriétés physiques des couches terrestres en profondeur.

Les ondes sismiques successives viennent couper la surface terrestre en des temps successifs aussi, et de là naît cette très nette sensation que le tremblement de terre consiste en un mouvement ondulatoire ou vibratoire qui, après avoir atteint l'observateur en passant pour ainsi dire sous ses pieds, va s'éloignant de l'origine apparente du phénomène dans une certaine direction; c'est celle que l'on attribue au tremblement de terre.

Pour interpréter le fait, il suffit de se reporter au cas d'un nageur à la surface de la mer, mais loin de la côte. S'il se contente de se soutenir à la surface, il ne changera pas de distance par rapport à un point fixe; simple flotteur, il montera et descendra alternativement avec les vagues qui lui paraissent cependant venir rapidement d'une certaine direction, le dépasser, puis s'éloigner tout aussi rapidement dans la direction opposée. Mais, en dépit des apparences, ce qui marche, ce n'est point la masse liquide, ainsi qu'il lui semble, c'est seulement la forme ondulée de sa surface, sinon le nageur ou le flotteur serait entraîné horizontalement avec les vagues. Sans avancer avec elles chaque particule liquide décrit autour de sa position d'équilibre une petite ellipse située dans un plan vertical perpendiculaire à la ligne de crête ou de creux des vagues. Le fait est bien connu et il en est exactement de même pour les tremblements de terre, phénomène dans lequel il n'y a

pas davantage de transport ou de déplacement d'ensemble ou de masse, mais seulement un transport successif d'un mouvement périodique d'un point à un autre de la surface terrestre. De même que les ondes ou vagues liquides sont concentriques autour du point de chute d'une pierre lancée à la surface tranquille d'un lac, de même les ondes sismiques s'irradient dans toutes les directions autour du centre d'ébranlement. Notre point d'appui sur le sol nous fait participer à ce transport et dès lors, outre la notion de direction, s'en introduit une nouvelle, celle de la vitesse de propagation du tremblement de terre, vitesse que, dans chaque cas particulier, nos sens nous permettent seulement d'apprécier, tout en restant incapables de la mesurer. L'observation directe nous conduit ainsi à assimiler le mouvement sismique à un autre mouvement bien connu, celui des ondes liquides.

Chaque particule terrestre décrit autour de sa position initiale d'équilibre une trajectoire beaucoup plus compliquée que celle de la particule liquide de tout à l'heure et seuls les appareils nous permettront de la déterminer, comme on le verra plus tard. Quant à la phase du mouvement sismique à un moment donné, ce mot s'entend de la position à ce moment de la particule terrestre par rapport à son point d'équilibre, en même temps que du sens et de la grandeur de sa vitesse. Au

même instant deux particules terrestres seront ou ne seront pas à la même phase, circonstance qui sera à considérer pour l'étude de la rupture d'une muraille ou du crevassement du sol.

Le mouvement sismique, tel que nous le perce-

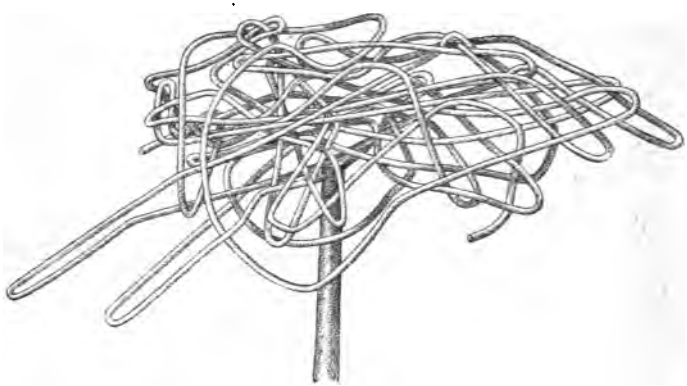


Fig. 1. — Modèle d'une partie de la trajectoire d'un point de la surface terrestre lors du tremblement de terre de Tokyo du 15 janvier 1887 (d'après Seikei Seikiya).

vons sous forme de tremblement de terre, ainsi ramené à un mouvement essentiellement périodique, il est encore un autre mouvement périodique très différent, qui accompagne exclusivement les secousses désastreuses. Ce sont, dans de certaines circonstances de terrains, les ondes visibles, appelées scientifiquement gravifiques et dont il nous faut parler ici pour épuiser ce que les sens seuls nous apprennent sans l'aide d'aucun

appareil sur la nature du mouvement sismique. Dans un très grand nombre de relations de catastrophes, on rapporte avoir vu le sol se mouvoir en vagues absolument semblables à celles de la mer. On leur attribue des hauteurs variant entre des fractions de mètre et quelques mètres, la distance de crête à crête s'évaluant entre dix et quarante ou cinquante mètres. Rarement toutefois elles ont été observées avec sang-froid par des hommes de science, et, ne se produisant qu'à l'occasion des grands tremblements de terre et seulement dans des terrains incohérents, sables, alluvions, cendres volcaniques, etc., elles ont été longtemps attribuées par les sismologues à une pure illusion des sens. Ils pensaient que l'observateur prêtait au sol le mouvement ondulatoire dont il était lui-même animé. Une discussion approfondie de ces relations a fait bonne justice de ce scepticisme. D'ailleurs il s'est produit tel cas où le sol ainsi mis en mouvement n'a pu reprendre sa forme primitive, et les vagues en question, au lieu de s'évanouir, se sont pour ainsi dire figées, cristallisées à la surface du sol, laissant ainsi derrière elles un témoignage écrit, tangible et probant de leur réalité.

Les vagues sismiques visibles sont, comme on vient de le dire, propres aux terrains superficiels sans consistance et, momentanément, ces matières assument toutes les propriétés physiques d'un liquide. La gravité intervient dans leur mécanisme

intime et c'est pour cela qu'on les a nommées gravifiques. Quand elles passent sous un édifice, elles opèrent avec la plus grande énergie pour sa destruction, car il est obligé de s'incliner avec elles. Il semble assez probable qu'elles sont dues au choc des masses rocheuses compactes que le tremblement de terre a mises en mouvement ondulatoire contre les masses incohérentes citées plus haut et placées à leur contact. A San Francisco, lors du désastre du 18 avril 1906, on les a vues soulever les pavés des rues et tordre les rails des tramways, l'ensemble conservant sa forme ondulée après l'événement.

Si l'on fait abstraction du bruit spécial qui accompagne les tremblements de terre, les précède et les suit, et qui mérite de faire l'objet d'un chapitre particulier, c'est à ces notions que se borne ce que peut apprendre l'observation directe des sens sur la nature du mouvement sismique. Quant à analyser le phénomène de plus près, ils y sont impuissants sans le secours de l'expérimentation instrumentale, et c'est pour ce motif que, logiquement, on va maintenant exposer les principes sur lesquels sont basés les appareils employés en Sismologie, avant d'étudier les résultats positifs qu'ils ont fournis.

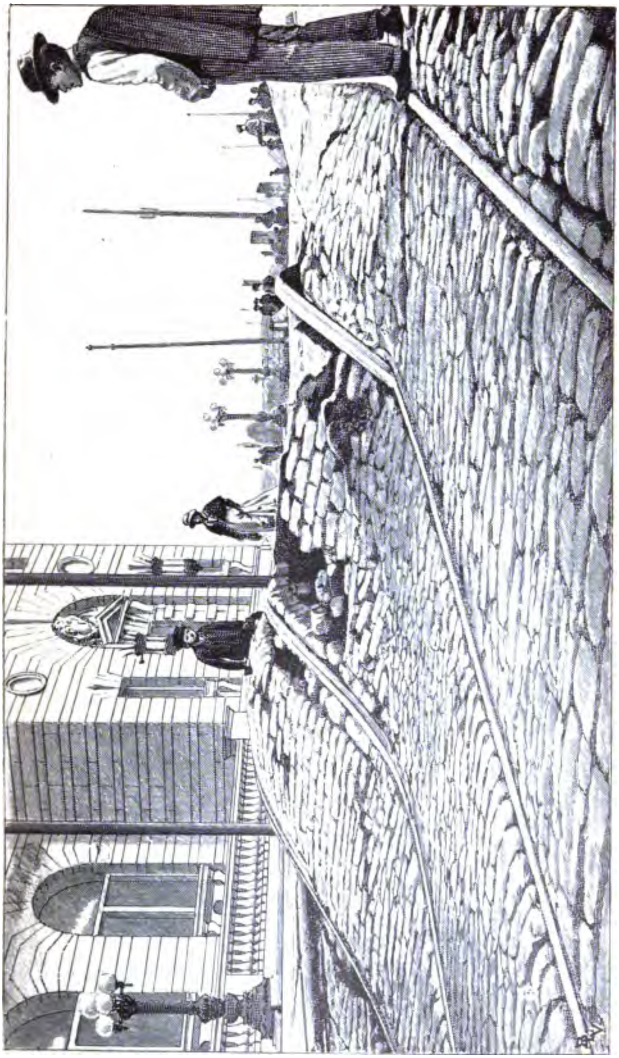


Fig. 2. — Trottoir dallé de l'Hôtel des Postes de San-Francisco, montrant une vague sismique visible du tremblement de terre du 18 avril 1906 (d'après Schussler).

inti
gra
ell
de
Il
ch
bl
tc
h
l
s
t
a

CHAPITRE II

LES SISMOSCOPES ET CE QU'ILS NOUS APPRENNENT

Les appareils destinés à étudier les tremblements de terre et à mesurer les divers éléments du mouvement sismique se divisent naturellement en deux classes qui correspondent d'ailleurs à l'ordre historique de leur invention et de leur emploi. Les uns signalent le phénomène, en fixant le temps, la durée et l'amplitude, tandis que les autres, plus compliqués, enregistrent pour toujours la trajectoire d'une particule de la surface terrestre, ce qui permet de l'étudier ensuite à loisir. Les premiers sont les sismoscopes, les seconds les sismographes ou sismomètres. De même que certaines personnes sont très sensibles aux secousses du sol et en perçoivent nettement qui passent généralement inaperçues, de même aussi ces appareils sont de très inégale sensibilité ; mais jusqu'à présent, dès que

les tremblements de terre deviennent très violents, ils n'échappent point sinon à la destruction, du moins à des perturbations telles qu'ils sont mis hors d'état de fonctionner convenablement; il y a là une sorte de contradiction qu'il n'a pas encore été possible de résoudre pratiquement, entre la sensibilité pour les faibles secousses et la résistance contre les grandes.

Le tremblement de terre étant un brusque mouvement de l'écorce terrestre, tout corps en équilibre facilement dérangeable peut servir de sismoscope. Ce sera un liquide tel que du mercure, placé dans un vase, et qui, mis en mouvement, pourra s'échapper par un certain nombre d'orifices percés près du bord; tombant dans des coupelles convenablement disposées au-dessous, on aura une idée approchée, pensait-on du moins autrefois, de la direction d'où sera venue la secousse. Une boule surmontant une colonne ira tomber de même et marquera la direction de sa chute sur une table couverte de sable fin. Deux corps métalliques rapprochés, dont l'un mobile, viendront à choquer l'un contre l'autre au moment du tremblement de terre et fermer un circuit électrique dans lequel sera interposée une sonnette. Qu'une pendule préalablement arrêtée sur midi, parce que son balancier est retenu par un dispositif quelconque et facile à imaginer et peut être mis en liberté par la chute d'un corps par exemple, ou par l'ouver-

ture ou la fermeture d'un courant, qu'une pendule, disons-nous, soit ainsi agencée et adjointe à l'appareil sismoscopique, et l'on aura le moyen de calculer l'heure du phénomène en soustrayant le temps pendant lequel elle aura marché au moment de son inspection de celui marqué par une horloge ou une montre quelconques. — L'homme lui-même n'est-il pas un des plus sensibles sismoscopes?

Le nombre de combinaisons possibles de ce genre est pratiquement illimité et, en fait, il existe un nombre considérable de bons sismoscopes en usage. Ils doivent être fidèles, c'est-à-dire qu'ils doivent toujours fonctionner à partir d'un certain degré d'intensité des tremblements de terre, degré qui peut être rendu aussi faible qu'on voudra. Ainsi le simoscope Agamennone est basé sur l'emploi d'un pendule renversé, constitué par une masse enfilée sur une tige verticale; en oscillant celle-ci vient au contact d'une autre pièce métallique et un circuit électrique se ferme et actionne une pendule organisée comme il a été dit tout à l'heure. La sensibilité de l'appareil se règle comme on veut, toutes choses égales d'ailleurs, suivant la hauteur de la masse, et l'on est parvenu par ce moyen à signaler des tremblements de terre relativement faibles survenus à de grandes distances, jusqu'à 700 ou 800 kilomètres, et tout à fait insensibles à l'homme au lieu de l'observation.

On est ainsi conduit à ce fait nouveau, intéres-

sant et dû à l'observation instrumentale seule qu'un tremblement de terre, même faible, se propage à de très grandes distances et met en mouvement des portions considérables de la surface terrestre sous forme d'imperceptibles ondulations, insensibles à l'homme, que des appareils peuvent signaler et qu'on appelle *microséismes* par opposition avec les secousses ordinaires sensibles, ou *macroséismes*. Ce tremblement de terre ainsi mis en évidence à grande distance est pour l'observateur un *téléséisme*. Les mêmes sismoscopes permettent aussi d'observer de très petits mouvements locaux, *microséismes* aussi, trop faibles pour les sens de l'homme et de foyer rapproché.

Cette sensibilité d'un sismoscope, si on la pousse trop loin, ne va pas d'ailleurs sans de sérieux inconvénients, car alors l'appareil devra être installé loin des lieux habités, où des mouvements artificiels non sismiques suffiraient à le faire fonctionner, comme les voitures, tramways, etc. Il pourrait même arriver qu'ils signalassent d'autres mouvements naturels de l'écorce terrestre, tels que ceux très faibles produits par le vent, les variations de pression atmosphérique et autres phénomènes non sismiques du même genre. Le but serait dépassé.

Le véritable rôle des sismoscopes consiste à suppléer pour les petites secousses à l'attention des observateurs chargés de signaler à un bureau

central tous les tremblements de terre sensibles. Si donc on installe à la surface d'un même pays un nombre suffisant de sismoscopes identiques dans des stations systématiquement choisies, et si ce réseau est assez dense, non seulement aucune de ces petites secousses n'échappera à l'observation, mais encore pour chacune d'elles on pourra tracer sur la carte les limites de l'aire d'ébranlement correspondant à la sensibilité particulière à l'appareil en fonction. On résoudra donc à la longue le problème de la répartition géographique des tremblements de terre à la surface du pays considéré, problème dont nous marquons ici l'importance fondamentale, sans nous appesantir en ce moment sur ce sujet.

La courbe qui limite ainsi la portion de territoire ébranlée par un tremblement de terre est ce qu'on appelle son *isoséiste* limite : c'est le lieu des points où le tremblement de terre s'est fait sentir avec l'intensité au plus nécessaire pour faire fonctionner l'appareil sismoscopique en usage.

L'isoséiste limite présente généralement une forme assez irrégulière, tant la propagation du mouvement sismique est fortement influencée par les variations du relief et de la constitution géologique des couches de la surface ébranlée. Ces irrégularités s'atténuent si l'échelle de la carte est convenablement choisie et, comme première approximation, cette courbe présentera un point central,

qui ne pourra jamais être bien éloigné du lieu où le tremblement de terre aura pris naissance. Une longue série d'observations dirigées dans ce sens fera ainsi connaître les foyers les plus habituels des secousses du pays considéré et cette étude préliminaire sera la base de sa géographie sismique.

Ce problème, pour intéressant qu'il soit, n'est pas celui qui doit nous préoccuper maintenant; il faut examiner jusqu'à quel point les sismoscopes peuvent renseigner sur la nature du phénomène en complétant et précisant davantage les notions antérieurement acquises sans l'aide d'aucun appareil.

Au début de l'emploi des sismoscopes, et cela dès le XVIIIe siècle, on a eu recours au pendule pour constituer certains de ces appareils, et, comme on le verra plus loin, c'est ce principe qui a été le plus fécond jusqu'à présent pour enregistrer graphiquement les tremblements de terre et leur appliquer des méthodes de mesure. Or le pendule jouit de cette propriété bien connue d'osciller d'autant plus lentement que son centre de gravité est plus loin de son axe de suspension et que sa masse est plus considérable. Comme, d'autre part, on ne peut analyser le mouvement d'un mobile quelconque, ici une particule terrestre, qu'en le rapportant à des axes fixes, ou considérés tels dans l'espace, on voit que dans le très court espace de temps que dure un tremblement de terre, la masse d'un très long

et très lourd pendule n'aura pas, grâce à son inertie, eu le temps de se mettre à osciller sous l'impulsion terrestre à laquelle aura cependant obéi son point de suspension lié à la terre. Par inertie, la verticale du centre de gravité restera donc approximativement fixe dans l'espace. Ceci admis, on termine inférieurement le pendule par un style très léger qui viendra toucher à peine une table recouverte de sable fin, ou une plaque de verre enfumé. Au moment du tremblement de terre, la table ou la plaque horizontale obéira au mouvement sismique, puisqu'elle fait corps avec la terre et, le phénomène passé, on trouvera écrite en sens inverse, sur le sable ou le noir de fumée, la trajectoire du point qui, au début, correspondait à la pointe du style, restée immobile. Ainsi la main d'un écrivain pourrait rester fixe si, tout en maintenant le contact de la plume avec le papier, on imprimait à celui-ci exactement les mouvements inverses de ceux de la plume, et l'on n'en obtiendrait pas moins en fin de compte l'écriture ordinaire, la main mobile, le papier fixe. Le mouvement sismique se trouve ainsi directement enregistré et si l'on fixe le noir de fumée au moyen d'une solution appropriée, on pourra ensuite étudier à loisir la trajectoire horizontale d'une particule terrestre ébranlée par un tremblement de terre.

Cet enregistrement est d'autant plus fidèle que

le pendule sismoscopique est plus long et plus lourd, mais pour obtenir une immobilité suffisamment approchée de cet appareil, il faudrait des dimensions pratiquement inapplicables, des dizaines de mètres et plusieurs tonnes. Par conséquent, dans les cas ordinaires, il ne manquera pas de se mêler au tracé sismique, ou *sismogramme*, l'effet des oscillations pendulaires propres; mais pour le moment il faut nous contenter de cette approximation.

Généralement les diagrammes ainsi obtenus sont très petits et se réduisent à une tache blanche, sur le papier enfumé, dont on ne peut rien tirer, tant les diverses ondulations se recouvrent inextricablement les unes les autres; à moins que le tremblement de terre ne soit déjà fort intense, le sismogramme est tout à fait illisible.

On a alors imaginé d'interposer un pantographe entre le pendule et le style traçant, et les diagrammes s'améliorent en proportion du degré de multiplication adopté. Il est vrai qu'aussi le tracé représente moins fidèlement la trajectoire horizontale d'un point, car on a par là même introduit des frottements perturbateurs aux articulations et aux points d'appui du pantographe. N'importe, les diagrammes deviennent plus lisibles. Or, dans ces conditions, on obtient des tracés dont l'extrême complication correspond, on n'en peut douter, à celle même du mouvement sismique, et qui est,

même pour les intensités ordinaires, beaucoup plus grande que celle accusée par nos sens.

Dans ces tracés, toute notion de la direction d'un tremblement de terre s'évanouit, puisqu'elle varie

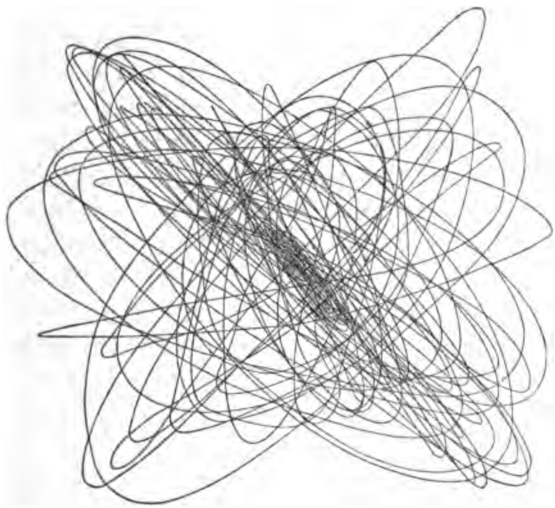


Fig. 3. — Diagramme du tremblement de terre du 15 décembre 1901 dans les Philippines (d'après le « Philippine Weather Bureau »).

constamment pendant toute sa durée et, pour l'interpréter, il faut revenir à l'observation des sens qui, cependant, semblent si nettement, dit-on, reconnaître la direction du phénomène. Mais, à y regarder de plus près et au moyen de statistiques judicieusement établies, on s'est aperçu que, dans une même ville et à l'occasion d'un même trem-

blement de terre, les divers observateurs signalent en très grande majorité les directions des principales artères, ou des directions perpendiculaires, c'est-à-dire, en fin de compte, celles des murs des maisons où ils se trouvent; s'ils se rencontrent à l'extérieur et en pleine campagne, la direction des couches terrestres influera sur leurs appréciations. En ce qui nous concerne personnellement, nous n'avons presque jamais pu discerner une direction nettement définie dans de très nombreux tremblements de terre du Centre-Amérique ou du Chili.

Ainsi donc, d'après ces tracés, un tremblement de terre n'a pas à proprement parler de direction, et c'est là un élément à supprimer dans les catalogues sismiques, sauf dans des cas très particuliers, puisque, en général, la sensation dont il s'agit résulte de la situation contingente de l'observateur par rapport à des objets matériels tels que murs d'édifices ou strates terrestres. D'ailleurs, quand on sait ultérieurement d'où est émané le tremblement de terre, il est facile de constater que la plupart des directions signalées ne convergent pas vers son origine. Toutefois l'appréciation de la direction sera plus exacte si l'observateur est très éloigné de la région épicentrale.

Cette extrême complication des tracés doit permettre d'analyser la nature même du mouvement sismique. Elle montre qu'à des intervalles de temps très rapprochés, il arrive à

l'observateur des impulsions de directions très différentes. Cela s'explique en partie si le tremble-

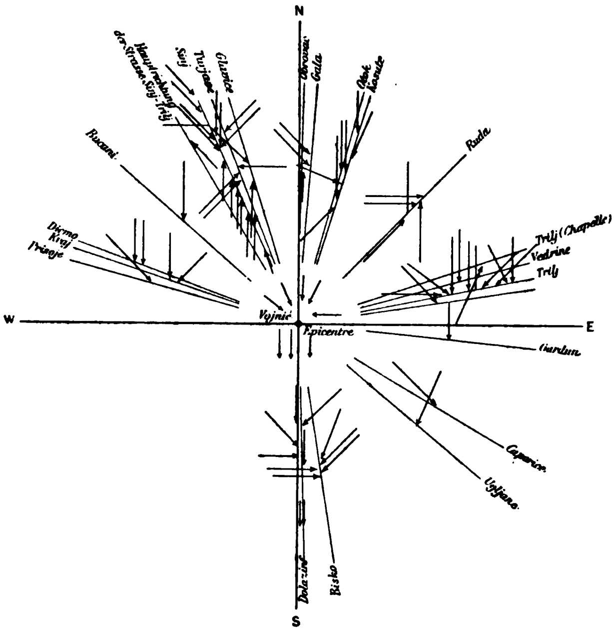


Fig. 4. — Directions observées au voisinage de Sinj lors du tremblement de terre du 2 juillet 1898 (d'après Faidiga).

ment de terre, au lieu d'émaner d'un point, hypothèse reconnue fausse maintenant comme trop simple, s'est irradié simultanément de tous les points d'une ligne ou surface représentant un accident géologique d'une certaine étendue, soit une fracture, soit une faille, soit même un com-

partiment plus ou moins grand, mais limité de l'écorce terrestre et dont la mise en mouvement a produit le phénomène, ainsi que l'observation nous en fournira plus tard des exemples probants. Ces impulsions arriveront donc à l'observateur, ou au style enregistreur, avec des directions diverses, toutes comprises entre les côtés de l'angle formé avec les extrémités de l'accident géologique en question. En outre, pendant leur trajet, ces impulsions n'auront pas manqué d'interférer entre elles, ni de se réfléchir dans tous les sens contre les irrégularités de constitution et les solutions de continuité des couches terrestres traversées.

Il peut cependant arriver, surtout si le foyer sismique est de dimensions restreintes par rapport à la distance à laquelle on l'observe, que le tracé prenne une forme allongée dans un certain sens; en d'autres termes, il y a prédominance de certaines directions d'oscillations voisines entre elles. Le mouvement sismique correspondant accusera ainsi une élongation maximum de la particule terrestre dans cette même direction, et on pourra conventionnellement avec plus de justesse parler de la direction ainsi entendue du tremblement de terre. Ce nouvel élément a son importance, comme on le verra plus tard, quant aux effets des tremblements de terre sur les édifices d'une ville en particulier. Si, en effet, on construit autour d'un lieu les élongations maxima observées pendant

un grand nombre d'années, on obtiendra pour sa rose sismique une nette prédominance dans un azimuth déterminé, ce qui correspond évidemment

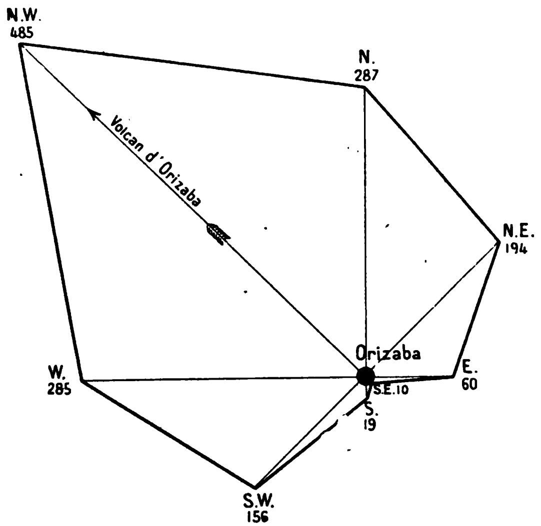


Fig. 5. — Rose sismique d'Orizaba (d'après le relevé des observations de C. Mottl de 1889 à 1895).

à la direction du foyer sismique d'où lui viennent le plus grand nombre de secousses, et cette interprétation a pu être vérifiée *a posteriori* pour certaines villes. C'est celle suivant laquelle il conviendra d'orienter les principales façades des édifices pour diminuer les risques.

Il n'est pas rare non plus de pouvoir démêler

dentes polémiques se sont élevées autour de ces phénomènes, observés en 1872, on a dû se rendre à l'évidence et donner raison à l'habile expérimentateur qui, dans cet ordre d'idées, a pu découvrir nombre de faits intéressants quant à l'action des phénomènes météorologiques sur l'écorce terrestre. De Rossi s'est aussi emparé de ces minuscules vibrations pour en faire des avant-coureurs ou des compagnons ordinaires des tremblements de terre, mais cette voie de recherches ne l'a pas conduit à des résultats généralement acceptés.

Les principaux progrès de nos connaïssances sur le mouvement sismique sont dus à la transformation des sismoscopes en sismographes, et ce sont ces derniers appareils qui vont faire l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE III

LES SISMOGRAPHES

Les diagrammes obtenus comme on vient de l'expliquer au moyen d'un style attaché à l'extrémité d'un pendule sismoscopique et traçant la trajectoire d'une particule terrestre sur un plan horizontal, sont aussi peu lisibles que le serait l'écriture si la main ne s'avançait pas de côté de façon à séparer les diverses lettres et, de fait, les résultats tirés de ces très grossiers sismogrammes ont été très restreints. Il a fallu, pour faire progresser nos connaissances sur la nature du mouvement sismique, l'intervention de plusieurs améliorations d'importance fondamentale apportées successivement à ces primitifs appareils ; elles sont d'ailleurs indépendantes du principe auquel on s'adresse pour réaliser la masse fixe, appelée aussi stationnaire, à laquelle on rapporte la trajectoire du point en contact avec l'extrémité du style. Il

y a donc lieu d'exposer préalablement ces améliorations. Ce sont : l'agrandissement ou la multiplication du mouvement sismique; sa décomposition suivant deux axes rectangulaires; le mouvement imprimé au plan enregistreur; enfin l'amortissement du mouvement pendulaire propre.

Les tremblements de terre les plus habituels ont une amplitude beaucoup plus faible qu'on ne se l'imagine ordinairement; elle se réduit à quelques millimètres, alors même que l'observateur se sent par exemple très fortement secoué dans son lit. Cette illusion provient de ce que le mouvement sismique agit sur lui avec toute l'énergie que lui donne l'énorme masse terrestre, et c'est là un argument qui n'a pas été suffisamment mis en lumière jusqu'ici. Les diagrammes ne seront donc lisibles que si on amplifie convenablement la trajectoire de la particule terrestre. On a déjà vu appliquer le pantographe ou sismoscope pendulaire, mais on arrive plus simplement au résultat, tout en diminuant beaucoup les frottements nuisibles à l'exacte reproduction de la trajectoire, en maintenant la masse stationnaire en contact avec l'extrémité d'une tige horizontale traçante mobile autour d'un axe vertical faisant partie du bâti de l'appareil et par conséquent relié au sol. Les mouvements de l'extrémité traçante de la tige seront ceux du point de contact multipliés par le rapport de leurs distances respectives à l'axe vertical.

On dispose de l'agrandissement, ou multiplication, suivant les besoins. Ordinairement compris entre 10 et 20 fois le mouvement réel, il peut atteindre plusieurs centaines ou même plusieurs milliers de fois dans les appareils destinés par exemple à l'enregistrement des pulsations du sol dues à d'autres phénomènes d'origine non sismique, déjà plusieurs fois signalés, ou les « tachysismes ».

En même temps, on a décomposé le mouvement sismique suivant une certaine direction, celle de la perpendiculaire à la tige, et deux dispositifs semblables donneront séparément ses composantes suivant deux directions perpendiculaires entre elles, et il suffira de les recomposer à chaque instant pour remonter à la projection horizontale de la trajectoire de la particule terrestre. Pratiquement ces deux directions seront le méridien et le parallèle du lieu d'observation, ou leurs bissectrices nord-est et sud-est. Mais, dans un lieu situé au voisinage d'un grand trait de la surface terrestre, comme une chaîne de montagnes, ou un accident géologique d'importance, il est à conseiller d'adopter leur direction et sa perpendiculaire. On pourra peut-être ainsi dévoiler leur influence sur la genèse et la propagation des tremblements de terre de la région.

Cette disposition en entraîne forcément une autre complémentaire, sans laquelle le diagramme

serait beaucoup plus illisible qu'antérieurement, puisqu'il se réduirait à un trait, la pointe du style ne pouvant décrire autour de son axe vertical que de petits arcs de cercle qui se recouvriraient les uns les autres sur le plan horizontal enregistreur recouvert d'une couche de noir de fumée. Tout ce qu'on en pourrait tirer, ce serait l'amplitude maxima. Il faut donc donner au plan enregistreur un certain mouvement continu, qui séparera les diverses oscillations de la particule en contact avec la pointe du style. A cette fin, on a d'abord employé une plaque de verre enfumé tournant excentriquement; ce dispositif est abandonné, on se sert d'un tambour cylindrique dont le mouvement de rotation sur son axe propre entraîne celui d'une bande de papier enfumé. Tant que le sol ne tremble pas, le style trace une section droite du cylindre, en développement une droite, mais vienne une secousse, il tracera une courbe ondulée, ou sinusoïdale, allongée sur la section droite en question et pour chacun des éléments de laquelle on pourra mesurer l'amplitude et la période en tenant compte de la vitesse de rotation du papier et de la multiplication. L'heure se déduira du nombre de tours et fractions de tours décrits depuis la mise en place du papier. Il faudrait donc un appareil auxiliaire pour compter les tours, mais on pourra éviter l'emploi de cet appareil en montant le tambour sur un axe fileté qui lui

donnera un mouvement de translation. Dès lors, le style décrira une hélice sur le tambour, et le nombre de spires et de fractions de spires donnera le temps. On complète le système et on simplifie la mesure du temps, en la rendant plus exacte aussi, en faisant frapper les heures et les minutes sur le papier enfumé par un mécanisme relié à une horloge électrique à contacts. L'on obtiendra ainsi, sans calculs, l'instant et la durée d'un élément quelconque du mouvement sismique.

La vitesse de rotation du tambour sera déterminée suivant le genre de recherches que l'on se propose. La plus convenable à l'ordinaire est celle qui correspond à un mouvement de 15 millimètres à la minute à la surface du cylindre, ou à un quart de millimètre par seconde, mouvement qui laisse un espace suffisant entre les oscillations différentes tracées par une fine pointe. Pour l'étude des vibrations rapides, on peut aller jusqu'à doubler cette vitesse, soit 30 millimètres par minute. Au delà il s'agit d'appareils spéciaux qui ont l'inconvénient de transformer les rapides oscillations en larges ondulations dont l'analyse se trouve singulièrement compliquée de ce fait. On a construit des appareils dans lesquels la rotation ne se produit qu'au moment de la secousse terrestre, ou bien augmente à cet instantmème; ce sont là des instruments rarement employés.

L'enregistrement mécanique par une pointe

fine sur papier enfumé, que l'on fixe ensuite au moyen d'une solution *ad hoc*, donne des tracés très fins et très lisibles; il est de beaucoup préférable à l'emploi d'une plume avec encre inséchable, employée dans beaucoup d'appareils météorologiques où la finesse du trait n'est pas exigée par la rapide variation du phénomène à enregistrer. Mais dans l'un et l'autre cas les frottements de la pointe ou de la plume sur le papier, de l'axe de la tige porte-pointe sur ses pivots, de l'appareil de liaison entre la masse stationnaire et la tige, ne sont pas sans amener des perturbations qui altèrent le diagramme relativement à l'exacte reproduction de la trajectoire de la particule terrestre, et il a fallu toute l'ingéniosité des constructeurs pour réduire ces inconvénients au minimum. Aussi a-t-on songé à supprimer ces défauts au moyen de l'enregistrement photographique. Il suffit pour cela qu'un petit miroir porté par le pendule renvoie un rayon lumineux sur une bande de papier sensible soumise à un mouvement de translation. Ce système nécessite le développement journalier d'une longue bande, ce qui coûte cher, mais en outre, et chose plus grave, la séparation entre les signes est bien moindre que celle des traits obtenus par une pointe, car on ne peut guère descendre au-dessous du millimètre, ou bien il faudrait beaucoup augmenter la vitesse, ce qui amènerait des dépenses excessives.

Ces divers perfectionnements ont permis d'obtenir des diagrammes très nets dont la lecture et l'analyse sont faciles, mais ils n'ont amélioré en rien l'exactitude avec laquelle un sismographe pendulaire enregistre la trajectoire de la particule terrestre, puisque rien n'a encore été fait en vue de réaliser la fixité absolue de la masse stationnaire à laquelle on rapporte le mouvement en l'empêchant de finir par obéir elle-même au mouvement terrestre. Ce desideratum n'a pas toujours été considéré par les constructeurs avec toute l'attention qu'il



Fig. 7. — Sismogramme obtenu à Santiago du Chili, le 8 juin 1909, avec un pendule Bosch-Omori non amorti.

mérite, de sorte que certains appareils fournissent des tracés dont la régularité géométrique, on pourrait presque dire le caractère artistique, est le plus sûr garant de leur peu de valeur quant à la représentation exacte du mouvement sismique, masqué en grande partie par le mouvement pendulaire propre. Il faut donc de toute nécessité arrêter, ou *amortir* comme on dit, ce mouvement qui tend toujours à s'établir faute de suffisante inertie, parce qu'on ne peut construire

des pendules ni assez lourds, ni assez longs pour que leur période propre soit extrêmement lente par rapport à celle du mouvement sismique. D'ailleurs l'augmentation de masse introduit un nouvel inconvénient : les frottements sur les pivots ou organes de suspension croissent au point que le mouvement sismique du bâti suffit pour entraîner le mouvement de la masse stationnaire.

L'amortissement dont la nécessité s'impose ainsi s'obtient en introduisant une résistance dans l'appareil. Les méthodes les plus usitées consistent en une plaque liée au pendule et oscillant avec lui au sein d'un liquide visqueux, comme de la vaseline, ou dans une boîte à air, dernier système qui peut être avantageusement remplacé par un piston très ajusté dans un cylindre. Dans tous les cas, la résistance d'un fluide sur les deux faces de la plaque ou du piston, atteint parfaitement le but. On a utilisé aussi l'action antagoniste d'un champ magnétique sur une pièce liée au pendule. Primitivement on avait adjoint au pendule sismographique un second pendule auxiliaire dont les oscillations contraires tendaient à détruire les siennes propres; ce système, dit du double pendule Ewing, n'a pas tardé à être abandonné comme infidèle.

Toutes ces améliorations n'ont pas été réalisées simultanément, et d'ailleurs chacune d'elles a fait peser des problèmes particuliers de construction



Fig. 8. — Pendule astatique de Wiechert de 200 kilogrammes.

qu'il serait déplacé d'étudier ici, de sorte qu'entre temps on s'est attaqué au pendule lui-même, au début exclusivement une masse suspendue par un fil, mais que la difficulté déjà plusieurs fois signalée d'obtenir une suffisante lenteur d'oscillation propre n'a plus laissé subsister que dans un nombre restreint de sismographes. De ces recherches dirigées vers l'amélioration de la fixité de la masse stationnaire sont résultés les pendules invertis et les pendules horizontaux, qui se partagent actuellement les préférences des sismologues.

L'emploi du pendule inverti, c'est-à-dire d'une masse pesante en équilibre sur sa pointe inférieure, a fait le succès des sismographes Wiechert. Grâce à des ressorts en croix disposés en suspension à la Cardan, cet équilibre, à première vue de réalisation impossible, a permis d'obtenir des périodes pendulaires de suffisante lenteur par rapport aux périodes sismiques et en même temps une grande inertie de la masse. Ces pendules sont dits *astatiques*. En faisant varier la masse, on est parvenu à construire des appareils embrassant une grande partie de la gamme des mouvements terrestres, depuis les plus infimes et rapides pulsations jusqu'aux lentes oscillations des téléséismes. Ces qualités, jointes à l'ingéniosité des dispositions mécaniques de détail et à l'amortissement à air, ont fait des pendules astatiques de Wiechert des appareils d'un emploi très répandu. On en a con-

struit pesant jusqu'à 17 tonnes et le modèle de 1000 kilogrammes est déjà d'une très grande sensibilité.

Le principe des pendules horizontaux a été pris dans la vie courante. Tout le monde connaît les portes qui, ouvertes par le passant, se referment d'elles-mêmes en revenant après quelques oscillations se replacer entre leurs montants. Le secret de cette propriété consiste simplement en ce que les gonds ne sont pas situés sur la même verticale et la période d'oscillation est d'autant plus rapide ou plus lente qu'est plus grand ou plus petit l'écart des verticales des deux gonds. Il ne sera pas inutile de faire remarquer que, dans le cas de la porte, la résistance de l'air intervient comme amortisseur pour diminuer le nombre des oscillations après lesquelles elle arrive au repos. Mais si les gonds sont sur la même verticale, il n'y a plus de plan vertical d'équilibre final et la porte n'oscillera plus, restant là où on la laisse; son équilibre serait neutre ou indifférent.

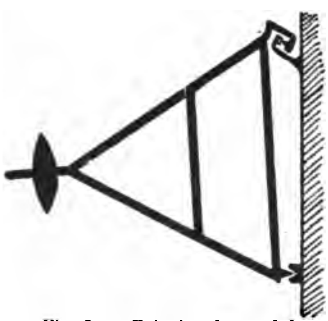


Fig. 9. — Principe du pendule horizontal léger.

Rien de plus facile que d'imaginer tel dispositif de masse sismographique établie de la sorte, et l'on

se donnera *a priori* la période d'oscillation pendulaire convenable, d'où l'on déduira la distance verticale des gonds, et ici point de suspension et point d'appui contre une colonne. On calculera par là même ce qu'on appelle la longueur équivalente du pendule horizontal, c'est-à-dire la longueur du pendule simple synchrone, ou de même période d'oscillation, et l'on sera tout étonné de voir que l'on peut ainsi remplacer, et avantageusement, cela se conçoit sans peine, des pendules ordinaires dont la longueur atteindrait plusieurs centaines de mètres, ou même des kilomètres. Il ne faut toutefois pas tomber dans cet écueil d'arriver à des pendules horizontaux de période si lente que le mouvement terrestre suffirait à les entraîner. Ils seraient devenus presque indifférents et le but serait dépassé. Pour fixer les idées, on dira qu'une période pendulaire de 30 secondes donne déjà de bons résultats, puisque c'est une période décuple de celle de nombreuses oscillations sismiques.

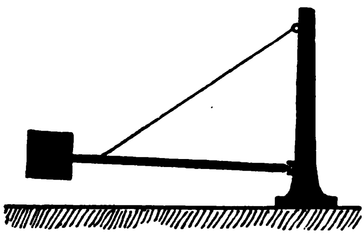


Fig. 10. — Principe du pendule horizontal lourd.

Les pendules horizontaux présentent ce grand avantage de permettre une construction robuste; il en a été établi un grand nombre de modèles

dont les plus connus sont ceux d'Omori et de la Cartuja de Granada. On les établit lourds ou légers,

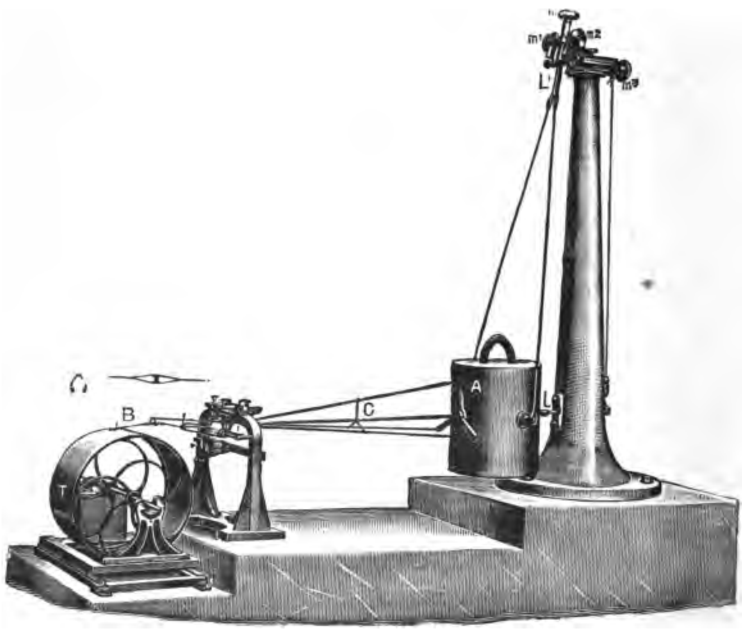


Fig. 11. — Pendule lourd de Bosch.
(Cliché J. & A. Bosch, constructeurs à Strasbourg.)

leur sensibilité croissant avec leur poids, toutes choses égales d'ailleurs. Faute d'amortissement, les grands pendules horizontaux de Stiattesi ne sont que de gigantesques sismoscopes.

Les sismographes destinés à l'enregistrement de la composante verticale ne diffèrent pas essentiel-

lement des précédents quant aux parties accessoires autres que la masse pendulaire. Wiechert a constitué le sien au moyen d'une sorte de balance et Vicentini s'est servi d'une masse adaptée à l'extrémité d'une verge horizontale. Dans l'un et l'autre cas, la masse stationnaire ne peut servir de point de repère qu'à un mouvement terrestre vertical, que l'on transforme ensuite en mouvement horizontal pour l'enregistrer sur le tambour tournant. Ces appareils sont peu employés, sans doute surtout à cause de la petitesse de la composante verticale toujours réduite à une si petite fraction de la composante horizontale que beaucoup de sismologues en niaient la réalité. Il a cependant fallu se rendre à l'évidence des faits et finalement admettre son existence.

En pratique, un sismographe n'est pas apte à enregistrer convenablement toutes les oscillations terrestres; il ne rend bien que certaines d'entre elles dont la période ne diffère pas trop d'un sous-multiple simple de la sienne propre. Il se passe là quelque chose d'assez analogue à ce qui se présente pour les diapasons relativement aux sons musicaux. On est donc dans l'obligation, pour un observatoire sismologique important, d'installer des appareils divers afin d'embrasser toute la longueur du spectre sismique. Ici l'on ne peut qu'indiquer ce genre de considérations ressortissant au seul domaine de la sismologie professionnelle, du

moins tant qu'on ne possédera pas un appareil universel capable d'enregistrer également bien les vibrations lentes ou rapides, si tant est qu'on puisse y arriver.

De toutes façons, l'étude des tremblements de terre d'un pays de grande étendue nécessite l'emploi d'un même appareil dans les diverses stations, et il serait grandement à désirer que ce desideratum fût satisfait à la surface du monde entier pour que les sismogrammes d'un même grand séisme fussent strictement comparables. Cette condition si importante n'est cependant pas loin d'être réalisée par suite de la grande diffusion de certains appareils peu nombreux, ceux de Milne (photographique), de Bosch-Omori, de Wiechert, de Mainka et de Vicentini. C'est ainsi que, pour le grand tremblement de terre de Valparaiso du 16 août 1906, on a pu constituer et publier plusieurs séries de sismogrammes comparables entre eux dans chacune des séries, résultat appréciable, quoique encore insuffisant. Quoi qu'il en soit, les modèles précédemment cités tendent à être à peu près les seuls généralement employés, et nous ne sommes plus à l'époque où Ehlert, en 1898, pouvait décrire plus de deux cents appareils, nombre qui à lui seul prouve combien étaient alors hésitants les sismologues quant aux principes à appliquer dans l'invention des sismographes.

CHAPITRE IV

SISMOGRAMMES ET ONDES SISMIQUES

Après avoir obtenu de lisibles diagrammes des mouvements du sol, il a fallu soigneusement démêler ceux qui correspondent aux vrais tremblements de terre et les distinguer de ceux qui résultent d'autres mouvements soit artificiels, soit dus à des phénomènes naturels tout différents des séismes, comme on l'a dit précédemment. On y est parvenu après de patientes recherches et maintenant on est à même de décider tout de suite si un diagramme représente ou non un tremblement de terre.

Même parmi les véritables sismogrammes on rencontre un grand nombre de formes différentes qu'il a fallu apprendre à séparer, en un mot à classifier en raison de tel ou tel caractère particulier à chaque tremblement de terre, et il s'est trouvé que ce caractère est la distance entre la

station d'observation et l'origine du phénomène. A une longue distance correspondent des sismogrammes complets, partant compliqués, qui, à mesure que diminue cette distance, se simplifient par la disparition successive de certains éléments, jusqu'à obtenir les tracés relativement très simples

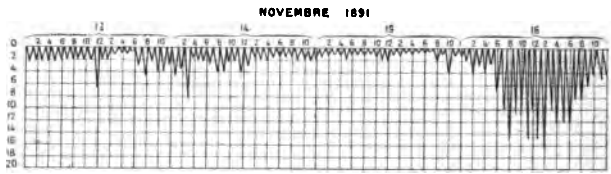


Fig. 12. — Diagramme du cyclone du 16 novembre 1891 à Manille obtenu avec un microsismographe Bertelli (d'après Saderra y Maso).

des tremblements de terre nés à la station même ou en son voisinage immédiat. Les résultats qui vont être exposés dérivent uniquement de nombreuses comparaisons des sismogrammes enregistrés en même temps que la terre tremblait au même instant en des lieux plus ou moins éloignés de la station. Cette étude préliminaire n'a donc pu aboutir que grâce à un développement suffisant du réseau des observatoires sismologiques à la surface du globe.

Nous partirons logiquement du sismogramme complet et nous exposerons comment il se simplifie progressivement avec la diminution de la distance à l'origine du tremblement de terre.

Les divers éléments d'un sismogramme se pré-

sentent, c'est-à-dire s'enregistrent dans l'ordre suivant :

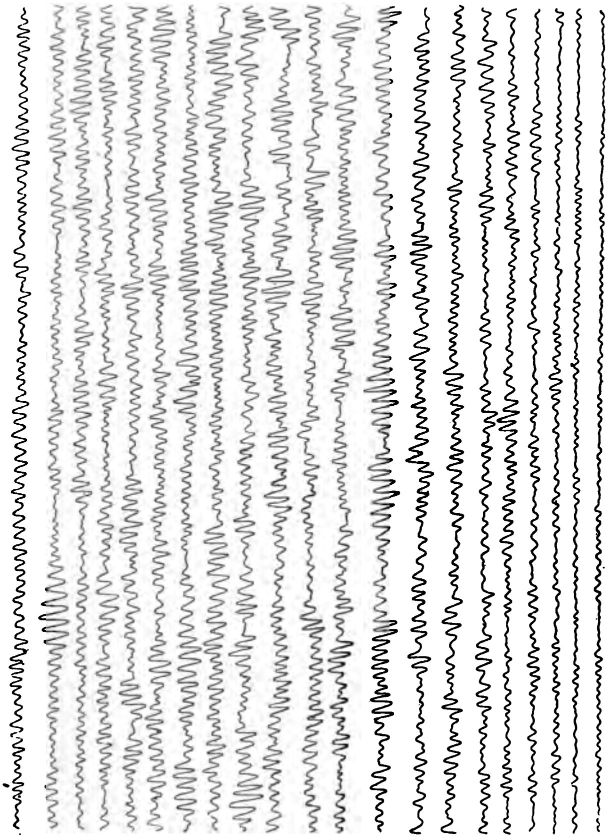


Fig. 13. — Une tempête microsismique à Tokyo les 18 et 19 novembre 1900 (d'après Omori).

1° De petits frémissements de très rapide période et de très faible amplitude. C'est la première phase.

2° D'autres frémissements de période un peu plus grande que celle des précédents. Ils se superposent à des ondes de période plus longue que la leur. La durée de cette seconde phase est généralement un peu inférieure à celle de la première.

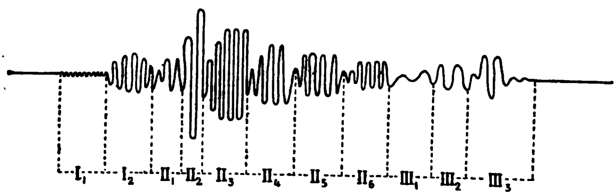


Fig. 14. — Schéma d'un télésismogramme normal.

Les vibrations de la première et de la seconde phase constituent les frémissements préliminaires, la « préphase » ou la phase initiale. Ce sont mouvements insensibles à l'homme sauf peut-être dans le cas de personnes très impressionnables. La question s'est posée de savoir si les animaux ne les perçoivent pas. La durée de la préphase diminue nettement avec la distance.

3° La phase principale. Elle se compose de trois parties bien distinctes : de très longues ondes; des ondes lentes avec maximum; des groupes d'ondes lentes.

Les longues ondes ont une grande période, mais une faible amplitude.

Les ondes lentes, parmi lesquelles se produit le maximum d'amplitude, ont une moindre période

que les précédentes; elles correspondent au véritable tremblement de terre, et souvent alors les aiguilles sortent du tambour enregistreur si l'intensité du séisme est notable au lieu d'observation.

Les groupes d'ondes lentes suivent, nettement séparés entre eux par des intervalles de temps à peu près égaux, et sont de durées sensiblement égales aussi; l'amplitude diminue progressivement dans le même groupe de son commencement à sa fin et aussi d'un groupe au suivant. Parfois les groupes se succèdent sans interruption bien marquée.

Cette triple division est susceptible de varier dans une certaine mesure, et d'ailleurs cette description générale doit être considérée comme un simple schéma.

4° La queue du sismogramme ou phase finale.

La phase finale dure d'autant plus longtemps qu'il s'agit d'un tremblement de terre d'origine plus éloignée et de plus violente intensité. Sa durée peut atteindre plusieurs heures et toutes choses égales d'ailleurs elle augmente avec la sensibilité de l'appareil. Sa terminaison est généralement très difficile à discerner, plus encore que le commencement de la préphase. On notera donc ce fait intéressant que la masse terrestre, une fois mise en mouvement par un tremblement de terre de certaine intensité, ne revient au repos que longtemps

après l'ébranlement initial, si bien que certains sismographes très sensibles, comme celui de Wiechert, de 17 tonnes, accusent pour ainsi dire de perpétuelles vibrations sismiques du globe terrestre.

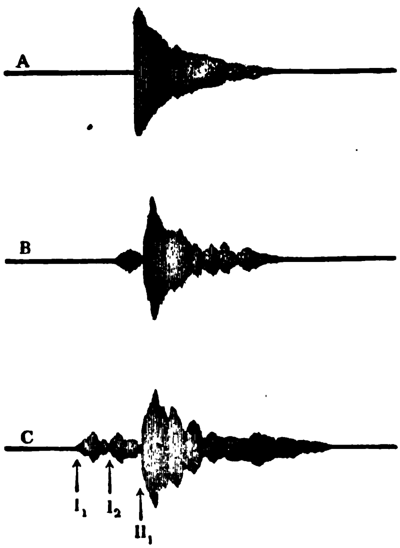


Fig. 15. — Sismogrammes comparés de macroséismes locaux, voisins, ou de téléséismes.

Cette description générale, maintenant classique et bien connue, s'applique aux sismogrammes de tremblements de terre dont la distance de l'origine à la station est comprise entre 5000 et 10000 kilomètres, c'est-à-dire d'origine qualifiée de très éloignée. La période des frémissements est de 5 à 12″, celle des longues ondes de 40 à 70″ et celle des ondes lentes de 30″.

Au delà de cette distance pour les tremblements de terre dits antipodiques, c'est-à-dire ceux dont l'origine est au delà du grand cercle terrestre qui a pour pôle l'observatoire, l'amplitude maxima se produit pendant la phase des longues ondes dont

la période est de 70″, celles des ondes lentes étant seulement de 20 à 30″.

Pour les tremblements de terre simplement éloignés de 1 000 à 5 000 kilomètres, les premiers

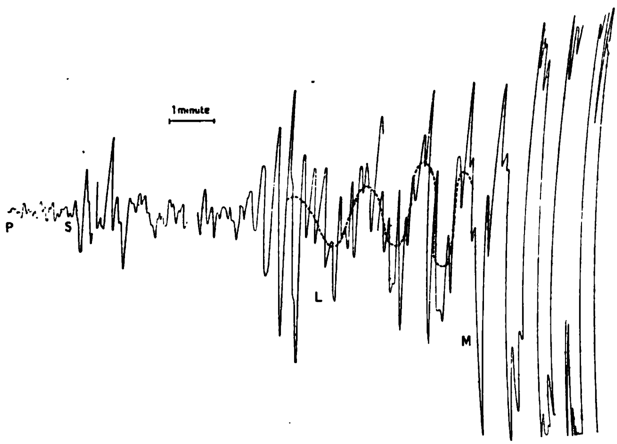


Fig. 16. — Diagramme de la composante N.-S. du tremblement de terre de Mongolie du 9 juillet 1895; plus de 5 000 km. (d'après Angenheister).

frémissements sont encore bien distincts, mais les seconds se superposent aux longues ondes dont la période tombe à 40″, celle des ondes lentes étant de 15 à 20″.

Dans les sismogrammes des tremblements de terre peu éloignés, de 500 à 1 000 kilomètres, tous les frémissements prennent une période de 1 à 6″, ceux de la seconde phase toujours superposés aux ondes longues dont la période se réduit à 10″. Celle des ondes lentes est moindre encore et c'est

parmi elles que se produit toujours l'amplitude maxima.

Les tremblements de terre régionaux, ou voisins, correspondent à une distance inférieure à 500 kilomètres; les frémissements préliminaires ne se distinguent plus entre eux, et la quatrième phase est très peu développée.

Dans les sismogrammes de secousses locales, dont l'épicentre ou foyer est à l'observatoire même ou dans son voisinage immédiat, les diverses ondes n'ont plus le temps de se séparer entre elles et on ne distingue plus que la phase principale dont la période très rapide est souvent comprise entre le dixième et le centième de seconde, l'amplitude maxima se présentant brusquement dès le début, au moins dans beaucoup de cas.

Il s'agit maintenant d'interpréter ces diverses phases relativement à la nature même du mouvement sismique en s'en tenant uniquement aux faits d'observation vraiment indiscutables, car dans le détail il y a de nombreux points à élucider encore, et même l'accord n'est pas fait entre les sismologues sur des points importants, presque de principe.

Lorsque, il y a plus d'un demi-siècle, Wertheim étudiait l'élasticité des corps, il découvrit qu'un choc y développe deux sortes d'ondes longitudinales et transversales, dépendant uniquement, quant à leurs vitesses et à la forme de leurs sur-



Fig. — 17. — Sismogramme obtenu à Santiago du Chili le 22 juin 1909
avec un pendule Bosch-Omori amorti.

faces d'ondes, des propriétés physiques et de l'état moléculaire du corps, et telles que la vitesse de propagation des premières devait être le double de celle des secondes. L'exiguïté des dimensions

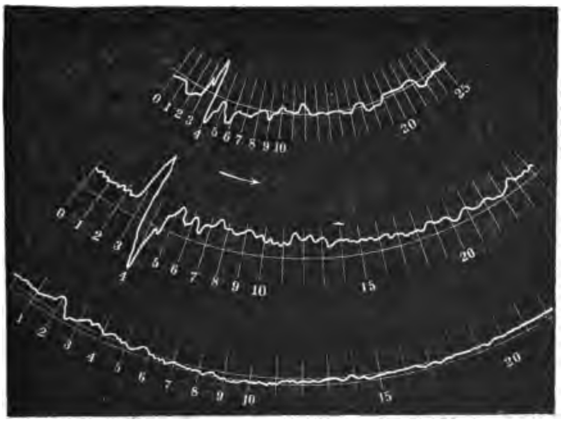


Fig. 18. — Sismogramme du tremblement de terre de Tokyo du 20 juin 1894.

des corps dont on peut disposer dans un laboratoire est trop grande pour que les expériences puissent vérifier ces résultats dans des conditions à l'abri de toute discussion et de toute critique et, en fait, cette affirmation resta plutôt à l'état de loi théorique. Mais précisément ce même physicien a nettement prévu que, plus tard, et en raison même des dimensions du globe terrestre, les tremblements de terre permettraient de vérifier ces déduc-

tions, ce qui est justement arrivé, comme on va le voir. De son côté, Cauchy, par des considérations de pure analyse mathématique, concluait que le rapport des deux vitesses devait être celui de la racine carrée de trois à l'unité, nombre qui d'ailleurs ne diffère du rapport de Wertheim que de 13,5 p. 100. C'est là un point de très grande importance, puisqu'il permet de concilier pratiquement deux théories mathématiques différentes.

Plus tard, Lord Rayleigh démontra que, dans de semblables circonstances, il se formait à la surface du corps d'autres ondes, transversales, et dans la production desquelles, outre les propriétés physiques du corps, intervenait la gravité. Pour ce motif on les a nommées gravitationnelles. Elles sont toutes différentes des ondes visibles ou gravifiques dont on a parlé antérieurement.

Dès lors se produisirent de nombreuses et vives discussions entre les sismologues, les uns tenant pour les ondes profondes, longitudinales et transversales de Wertheim, les autres pour les ondes superficielles transversales de Lord Rayleigh. Les observations sismographiques sont venues en ces dernières années mettre tout le monde d'accord en vérifiant la coexistence des trois sortes d'ondes et très récemment, par une analyse mathématique unique, Lamb vient de confirmer ce résultat expérimental.

A l'occasion d'un tremblement de terre observé

en diverses stations sismographiques, même dans le cas où son foyer serait inconnu, c'est-à-dire si l'on n'en est informé que par les appareils, la comparaison des divers sismogrammes obtenus permet de calculer les différences de temps auxquels sont parvenus en deux stations les mêmes éléments du mouvement, quel que soit d'ailleurs le chemin réellement parcouru depuis le foyer jusqu'à chacune d'elles. Ces vitesses ne sont pas constantes et paraissent varier tant avec la distance qu'avec la constitution géologique des pays ébranlés et la nature des roches traversées pendant la propagation. L'interposition des masses océaniques les diminue; celle de roches anciennes généralement plus compactes et élastiques que les roches modernes, géologiquement parlant s'entend, les augmente. Mais, dans un même cas, il se trouve que la vitesse de propagation des premiers frémissements est à peu près le double de celle des seconds, c'est-à-dire qu'elles sont dans un rapport voisin de celui annoncé par Wertheim et par Cauchy. Il est donc rationnel d'admettre que les premiers et les seconds frémissements sont respectivement les ondes longitudinales et transversales de ces deux physiciens, tandis que la phase principale correspond aux ondes superficielles ou gravitationnelles de Lord Rayleigh.

Cette déduction est de la plus haute importance; elle est d'une lumineuse clarté, mais, il faut bien

le reconnaître, elle n'est pas encore acceptée sans conteste par tous les sismologues, quoique rendant bien compte de beaucoup d'observations de détail dont la place n'est certainement pas ici. La difficulté, et elle est grande, consiste surtout à savoir quel chemin suit chacune de ces trois espèces d'ondes pour parvenir à l'observateur, la corde étant entre le foyer et lui, l'arc de grand cercle de la surface terrestre ou une courbe plus compliquée dans l'intérieur de la terre. L'extrême hétérogénéité des couches terrestres et notre ignorance de la constitution interne du globe viennent singulièrement compliquer la question, de sorte qu'on n'a pas pu jusqu'à présent se mettre d'accord, et les noms des plus éminents sismologues se rencontrent dans les divers camps, soient qu'ils aient surtout porté leurs investigations sur les résultats de la seule observation des sismogrammes, soit qu'ils aient appelé à leur aide l'analyse mathématique la plus élevée.

Nous nous en tiendrons donc à l'interprétation antérieurement exposée en raison de sa simplicité et de sa vraisemblance, mais sans pouvoir pour cela en affirmer l'exactitude absolue. Toute décision ferme serait encore prématurée. C'est, en tout cas, un commode mais provisoire schéma accepté par des sismologues comme Benndorff et Wiechert.

Quoi qu'il en soit, dans cette manière de voir les ondes longitudinales (premiers frémissements),

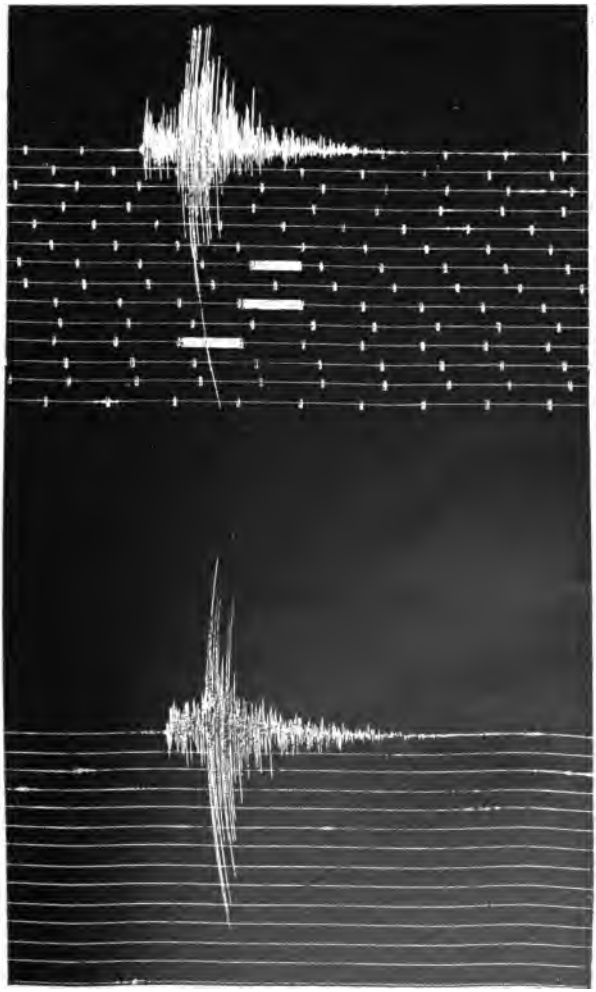


Fig. 19. — Sismogramme obtenu à Copiapo (Chili), le 24 septembre 1910 avec un pendule astatique de Wiechert de 200 kilogrammes.
Tremblement de terre local.

transversales (seconds frémissements) et gravitationnelles (phase principale) se présentent successivement à l'enregistrement des sismographes comme trois messagers partis simultanément du foyer du tremblement de terre, mais voyageant chacun avec des vitesses différentes aussi, les qualificatifs employés, longitudinales, transversales et gravitationnelles, ne faisant rien à l'affaire. Les retards relatifs augmenteront donc avec la distance, comme le montre l'observation, c'est-à-dire que les durées des phases s'allongeront avec le même facteur, résultat conforme aux faits, et l'on comprend maintenant pourquoi et comment ces ondes diverses, ou phases, se distinguent de moins en moins entre elles dès que la distance est assez faible pour en contrarier la séparation. C'est pour cela qu'elles se superposent et se confondent dans les sismogrammes des tremblements de terre régionaux et surtout locaux définis comme il a été fait plus haut.

Les difficultés qu'on vient de signaler n'en permettent pas moins la détermination assez précise de la distance à laquelle s'est produit un tremblement de terre dont on possède le sismogramme. Il s'agit là d'un problème d'analyse indéterminé relatif à l'arrivée au but de trois courriers partis simultanément du foyer avec des vitesses différentes, mais qu'il est plus pratique de résoudre au moyen de formules ou de règles empiriques

déduites directement de nombreuses observations que l'on obtient en comparant les distances connues *a posteriori* des foyers de tremblements de terre bien observés avec les durées des diverses phases des sismogrammes correspondants.

Ces formules sont nombreuses et se réduisent à des opérations arithmétiques simples effectuées sur les durées des phases et ne préjugeant d'ailleurs rien sur la vraie nature des ondes correspondantes. Ces règles diffèrent suivant les sismologues; il est plus exact de dire qu'elles varient légèrement suivant les observatoires en raison de la constitution géologique des terrains traversés, ainsi qu'on l'a indiqué tout à l'heure. Celle de Stiattesi paraît donner généralement les résultats les plus approchés de la distance, et son erreur ne dépasse guère 100 kilomètres aux plus grands éloignements. Au-dessous de 2000 kilomètres, ce sismologue ajoute 38 kilomètres au produit par 5,34 de la durée totale mesurée en secondes des premiers et seconds frémissements, tandis qu'au delà de cette distance il retranche 2351 kilomètres du produit par 19,1 de la durée en secondes des seuls premiers frémissements. Omori emploie une formule semblable, mais avec des coefficients différents. Láska enfin diminue d'une unité la durée des premiers frémissements mesurés en minutes et fractions décimales de minute pour calculer le nombre de mégamètres (1000 kilomètres) de la distance. Il

est d'autres règles encore, mais il suffit d'avoir cité les principales.

Ainsi se résout ce problème qui ne laisse pas que d'étonner le public chaque fois qu'avant l'arrivée de tout télégramme, un sismologue annonce qu'un grand tremblement de terre vient de se produire à telle ou telle distance de son observatoire et souvent même dans tel ou tel pays plus ou moins éloigné qu'il désigne. Nous allons voir comment on peut, en plus de la distance, déterminer la direction d'où sont venues les ondes du sismogramme et, par conséquent, localiser le foyer du tremblement de terre à la surface du globe.

Connaître la distance ne suffit pas, en effet, puisque nous ne possédons encore au moyen du sismogramme que le rayon sphérique du petit cercle terrestre qui a l'observatoire pour pôle et sur lequel se trouve le foyer superficiel du tremblement de terre, ou son épicentre comme on dit. Il faut en outre connaître la direction suivie par les ondes.

Grablowitz s'est fait une spécialité de calculer, pour divers observatoires, des mappemondes dites *isodiastématiques* et *azimuthales*, sur lesquelles sont tracés des cercles équidistants de 1 000 kilomètres autour des observatoires pris comme pôles. Or on verra plus tard que les régions à tremblements de terre sont disséminées, à la surface terrestre, le long de très étroites bandes bien

définies; ces cercles les coupent en deux points au plus, ce qui donne dans les cas les plus défavorables une indication précise sur une double provenance possible du tremblement de terre dont on étudie le sismogramme. Toute hésitation disparaîtra si deux, ou mieux trois observatoires se communiquent télégraphiquement la distance à laquelle le séisme s'est produit pour chacun d'eux. La région ébranlée se trouvera à l'intersection commune de trois cercles des mappemondes isodiastématiques correspondantes.

L'étude des archives sismographiques d'un observatoire donne lieu à une autre méthode; on constate, en effet, que les divers sismogrammes obtenus y diffèrent suivant la direction dont ils proviennent, mais que ceux correspondant à un même azimuth ont un certain air de parenté qu'un peu d'habitude permet de distinguer de prime abord. Cela résulte encore de l'influence profonde de la constitution géologique suivant les diverses directions particulières de propagation, influence qui suffit pour imprimer un caractère spécial aux sismogrammes de telle ou telle provenance.

On peut aussi recomposer suivant la règle du parallélogramme les premières impulsions sismiques enregistrées et en déduire la direction d'où est venu l'ébranlement. Mais ce moyen est plutôt délicat et infidèle, les deux composantes n'entrant pas toujours simultanément en mouvement. On

pourra enfin constater par exemple la prédominance dans une des deux composantes d'impulsions venant du nord et dans l'autre celle d'impulsions venant de l'est, d'où l'on déduira que les ondes viennent du sud-ouest pour cheminer vers le nord-est. Dans tous les cas la seconde partie du problème est beaucoup plus difficile à résoudre que la première, et il sera prudent de faire intervenir toutes ces considérations à la fois si l'on ne dispose pas de dépêches venues d'autres stations plus ou moins voisines.

On notera aussi qu'un pendule sismographique ne peut obéir à un ébranlement lui venant dans certaine direction, par exemple celle du plan vertical d'équilibre d'un pendule horizontal. Si donc il manque une composante, c'est que le tremblement de terre est émané de cette direction, et en général la recomposition des amplitudes maxima donnera une idée approchée de la direction cherchée.

Quelques autres éléments des sismogrammes ont donné lieu à des interprétations intéressantes. Les groupes d'ondes lentes de la troisième partie de la phase principale sont attribués à des ondes superficielles secondaires provenant soit d'autres secousses produites au foyer du tremblement de terre ou en son voisinage immédiat, soit d'ondes de la phase principale réfléchies contre des accidents géologiques. La queue ou la phase

finale du sismogramme présente aussi parfois de semblables groupes; on a pu y reconnaître des ondes lentes de la phase principale qui sont revenues à l'appareil après avoir fait le tour de la terre en passant par l'anti-épicentre, ou antipode du foyer. Ces groupes ont été appelés *échos* par Milne, nom qui donne une claire idée de leur provenance.

Il ne sera pas inutile de donner quelques-uns des résultats numériques tirés de l'étude des sismogrammes.

La vitesse moyenne des ondes lentes est de 3 800 mètres par seconde et elle est pratiquement constante; c'est celle du son dans les fils télégraphiques. On en conclut avec raison qu'elles ne peuvent cheminer à la surface même du sol, puisqu'il n'y existe aucune roche dont les propriétés physiques permettent une telle vitesse de propagation; il faut donc qu'elles aient suivi un chemin plus profond, où l'augmentation de densité et d'élasticité des roches, due à leur compression mutuelle, concorde avec ce résultat numérique. La vitesse des ondes longitudinales varie entre 3 500 et 15 000 mètres par seconde et même plus; elle augmente avec la profondeur du foyer et sa distance à l'observatoire; celle des ondes transversales varie entre les mêmes limites divisées par le rapport de Wertheim ou de Cauchy. On aura plus tard à revenir sur cet important sujet.

La longueur d'onde est la distance entre deux crêtes ou deux ventres successifs. Elle se déduit très simplement de la vitesse de propagation et de la période. Celle des vibrations longitudinales atteint 160 kilomètres et plus, et celle de la phase principale peut aller à 40 ou 50. On voit ainsi combien sont démesurément aplaties les vagues sismiques, les amplitudes maxima observées n'ayant jamais dépassé 22 centimètres, et on s'explique bien que, dans de telles conditions, on ait pu nier l'existence de la composante verticale.

CHAPITRE V

ÉLÉMENTS MESURABLES DU MOUVEMENT SISMIQUE

L'esprit humain n'a une claire compréhension d'un phénomène naturel qu'à partir du moment où l'on peut non seulement définir, mais mesurer sa grandeur ou son intensité, et le mouvement sismique n'échappe pas à cette nécessité fondamentale. On ne saurait, en effet, se contenter des vagues vocables rencontrés à chaque instant dans les relations des tremblements de terre : faible, fort, violent, terrible, etc., et dont le sens est forcément influencé par le plus ou moins d'accoutumance qu'a l'observateur des secousses terrestres. Tel séisme paraîtrait violent à un habitant du centre de la France qui semblerait très normal à tout le monde au Chili ou au Japon.

Dans la pratique courante des observations sismologiques, on a dû se contenter, faute de

mieux, d'échelles conventionnelles d'intensité des tremblements de terre et dont les divers degrés correspondent soit à des impressions sensorielles définies, soit à des effets mécaniques déterminés, mais sans que ces degrés aient entre eux des rapports numériques calculables. La plus usitée actuellement est celle de Mercalli. Composée primitivement de dix degrés, ce sismologue lui en a ajouté un onzième à l'occasion du désastre de Messine du 28 décembre 1908.

L'application de cette échelle, et il en est de même de ses analogues, n'est pas sans dépendre dans une certaine mesure pour un même pays du degré d'impressionnabilité de ses habitants pour les tremblements de terre et aussi du mode de construction le plus communément employé. Elle ne peut donc donner d'un pays à un autre des résultats véritablement comparables entre eux; en d'autres termes, elle fournit plutôt un moyen d'estime qu'un instrument de véritable mesure numérique. On peut diviser ses degrés en trois groupes qui correspondent respectivement aux microséismes, ou secousses du sol seulement sensibles aux appareils, aux macroséismes, ou tremblements de terre sensibles à l'homme, et auxquels on donne le nom de mégaséismes dès qu'ils sont destructeurs. Cette dernière dénomination a été inventée tout d'abord par Milne pour les séismes qui se font enregistrer par les sismographes du

monde entier, ou tout au moins par ceux d'un hémisphère ou d'un continent. En pratique les deux définitions sont équivalentes.

Nous donnons à la suite la définition des onze degrés de l'échelle Mercalli, qui dérive de celle de Rossi-Forel, et nous indiquons entre parenthèses pour chacun d'eux les limites correspondantes de l'accélération maxima, élément dont il sera parlé plus loin.

MICROSÉISMES.

I. *Secousse instrumentale* (moins de 2 mm. 1/2).

MACROSÉISMES.

II. *Secousse très légère.* — Secousse sentie seulement par quelques personnes en état de parfait repos surtout aux étages supérieurs des habitations, ou par des personnes particulièrement sensibles ou nerveuses (de 2 1/2 à 5 mm.).

III. *Secousse légère.* — Sentie par un petit nombre de personnes relativement à la population de la localité; il ne se produit aucune appréhension et l'on ne se rend généralement compte du tremblement de terre qu'en apprenant que d'autres personnes ont perçu le même phénomène (de 5 à 10 mm.).

IV. *Secousse sensible ou médiocre.* — Non sentie par tout le monde, mais bien d'un grand nombre de personnes dans les habitations, d'un petit

nombre seulement au dehors. Pas d'alarme. Frémissements des vitres et de la vaisselle, cliquetis des charpentes, légères oscillations d'objets suspendus (de 10 à 25 mm.).

V. *Secousse forte.* — Très généralement sentie dans les habitations, mais de peu de personnes endormies; quelques-unes s'alarment; battements des portes et des fenêtres; tintements des sonnettes, oscillations assez amples des objets suspendus; arrêts de pendules (de 25 à 50 mm.).

VI. *Secousse très forte.* — Sentie de tous dans les habitations; beaucoup de personnes s'effraient et s'enfuient en dehors; chutes d'objets dans les maisons et d'enduits; quelques avaries aux édifices les moins solides (de 50 à 100 mm.).

VII. *Secousse extrêmement forte.* — Alarme générale; tout le monde s'échappe au dehors; sensible dans les rues; les cloches sonnent; chutes des cheminées et de tuiles; dommages nombreux, mais sans gravité (de 100 à 250 mm.).

MÉGASÉISMES.

VIII. *Secousse ruineuse.* — Grand effroi de la population; ruine partielle de quelques maisons; dommages nombreux et considérables dans quelques édifices; pas de victimes ou un petit nombre de cas isolés (de 250 à 1 000 mm.).

IX. *Secousse désastreuse.* — Ruine totale ou

presque totale de quelques maisons; beaucoup d'autres très endommagées et rendues inhabitables; victimes sinon très nombreuses, du moins disséminées dans tous les quartiers d'une même localité (de 1 000 à 2 500 mm.).

X. *Secousse très désastreuse.* — Ruine d'un grand nombre d'édifices; crevasses du sol; éboulements de pentes : nombreuses victimes (de 2 500 à 5 000 mm.).

XI. *Secousse catastrophique.* — Se définit d'elle-même (plus de 5 000 mm.).

Cette échelle est conventionnelle, ce qui n'a pas empêché qu'on ait voulu, mais à tort, lui attribuer le caractère de mesure numérique de l'intensité d'un tremblement de terre. On y est cependant parvenu indirectement comme il suit. Les sismogrammes ne donnent que de vagues indications à cet égard, mais on peut en déduire facilement l'accélération maxima produite à un certain moment de la durée du phénomène en mesurant l'amplitude et la période, ces trois éléments étant en dépendance mutuelle par l'intermédiaire d'une formule algébrique très simple. Cette même accélération maxima peut aussi être mesurée directement par les effets mécaniques du tremblement de terre, tels que la distance à laquelle sont allés tomber des objets libres d'obéir à l'impulsion sismique ou le bris de corps de formes et de constitutions déterminées. Cette dernière méthode se

prête même à des déterminations expérimentales, et les sismologues japonais ont construit des tables de choc telles qu'au moyen d'actions mécaniques d'intensité et d'accélération connues à l'avance, on a produit des effets de fracturement sur des objets ou des matériaux déterminés. Non seulement on a tiré de ces expériences de très utiles observations sur la résistance de telles ou telles formes architecturales et de tels ou tels matériaux, mais encore on en a déduit des accélérations maxima relatives aux divers degrés de l'échelle Mercalli des intensités. Ce sont celles données précédemment.

L'accélération maxima des microséismes ne dépasse pas 2 mm. 1/2 par seconde, celle des macroséismes s'élève de cette limite inférieure jusqu'à 1 000 millimètres et celle des mégaséismes part de cette dernière valeur pour atteindre 4 000 ou 5 000. L'accélération maxima du grand tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 a été évaluée par Omori à 4 000 millimètres par seconde et l'opinion générale des sismologues est que cette valeur ne saurait être jamais dépassée, du moins de beaucoup.

Quoiqu'il en soit au juste, cette dernière observation amène une remarque intéressante. L'accélération de la gravité, ou pesanteur, est moyennement de 9 800 millimètres; c'est celle acquise au bout d'une seconde par un corps tombant librement dans le vide. Les plus violents tremblements

de terre ne peuvent donc lancer en l'air des corps pesants et cependant de très nombreuses relations signalent des faits de ce genre. S'appuyant là-dessus, on en a conclu que l'accélération sismique maxima peut notablement dépasser la valeur du nombre *g*. On ne tient pas compte dans ce raisonnement de ce que telle situation d'un objet peut lui permettre d'être ainsi projeté sans nécessité d'une aussi grande accélération du mouvement sismique : ainsi une boule placée à l'extrémité d'une barre élastique encastrée à l'extrémité opposée. De semblables circonstances se rencontrent fréquemment dans les habitations ; c'est le cas si commun d'objets placés sur des étagères ou même de simples tables.

L'accélération maxima sismique est difficilement mesurable dans la pratique courante, aussi Omori, pour parer à la difficulté qui en résulte pour déterminer les degrés d'intensité, a comparé pour quelques grands tremblements de terre du Japon les effets produits sur les constructions avec les résultats expérimentaux obtenus au moyen de la table à choc, et il a ainsi déterminé les degrés d'une échelle rationnelle d'intensité au moyen de l'accélération maxima. Quant à l'appliquer sur le terrain, c'est-à-dire tracer sur la carte les isoséistes, ou courbes correspondant aux degrés successifs, le travail en est excessivement délicat. Du reste, qu'il s'agisse de cette échelle ou de celle de Mercalli, il

faut un nombre considérable d'observations bien faites, et ce n'est possible que dans un pays non seulement de grande densité de population, mais en même temps de haute culture ou civilisation, conditions rarement réalisées ensemble dans les pays instables.

Pour en terminer avec ce qui a rapport à l'évaluation de l'énergie développée à l'occasion d'un tremblement de terre, il sera intéressant de rappeler que celle correspondante au désastre du Japon central du 28 octobre 1891 aurait été capable, d'après de Kövesligethy, de soulever de deux millimètres la masse entière du globe en une seconde.

La première isoséiste, ou celle qui enveloppe la région secouée avec l'intensité maximum, a seule une importance fondamentale. On conçoit sans peine, en effet, qu'elle permette de localiser le foyer du tremblement de terre. Présente-t-elle une figure plus ou moins vaguement circulaire, on en conclura à un foyer d'extension très limitée. Est-elle au contraire très allongée, c'est que le séisme résulte d'un mouvement au sein d'un accident tectonique étendu et de forme linéaire, faille, pli, vallée, chaîne de montagne, etc. Le phénomène sera longitudinal ou transversal par rapport à un trait important du relief.

Le tracé des isoséistes suffit souvent à lui seul pour dévoiler d'importantes particularités. Il arrive

que, pour un même tremblement de terre, l'isoséiste du degré supérieur se compose de plusieurs courbes fermées. On a alors affaire à un séisme

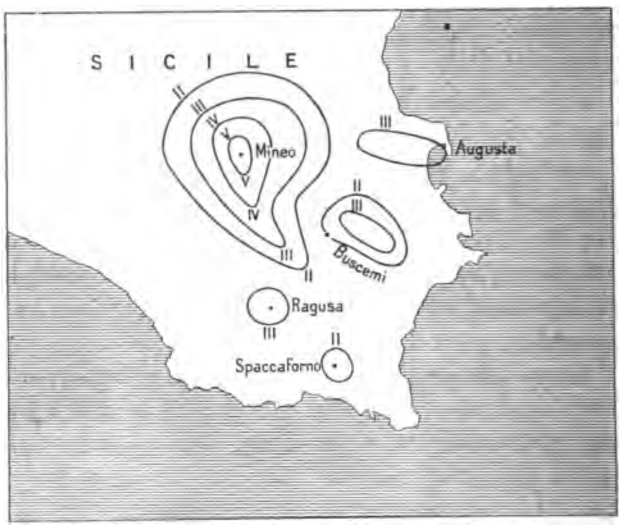


Fig. 20. — Tremblement de terre polycentrique de Mineo du 26 août 1904 (d'après Arcidiacono).

polycentrique. Il est cependant risqué d'en conclure à l'existence simultanée de plusieurs foyers, conception difficilement imaginable, et il est souvent plus rationnel d'invoquer des incidents de propagation dus à l'hétérogénéité des couches terrestres. C'est ainsi que des massifs rocheux à racines profondes protègent du mouvement sis-

mique des régions situées en arrière d'eux par rapport au foyer et, dans les pays hispano-américains, on dit qu'*ils font pont*. D'autres fois ce sera

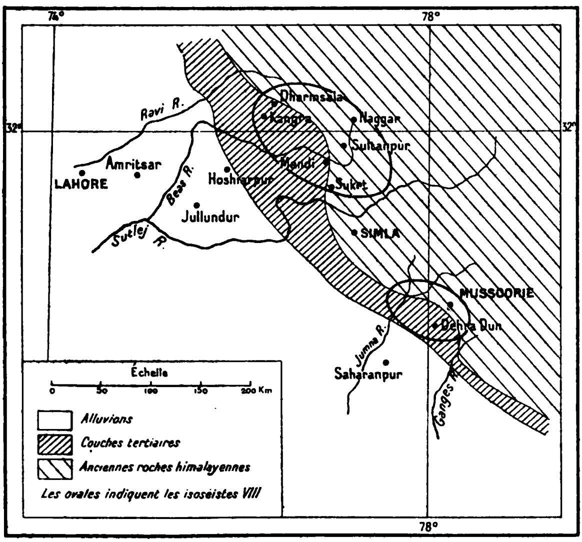


Fig. 21. — Dédoublement de la troisième isoséiste du tremblement de terre de Kangra du 4 avril 1905 (d'après Middlemiss).

une autre isoséiste qui se dédoublera et l'on sera fondé à faire intervenir des interférences ou des réflexions d'ondes sismiques, phénomène déjà signalé à propos de la direction et qui se répercute dans les sismogrammes.

Quoi qu'il en soit, ces observations sont de la plus haute importance au point de vue de la répar-

tition des dommages à la surface du pays secoué; elles permettent en effet, grâce à leur répétition constatée lors de divers grands tremblements de terre, de définir les points où il y a plus de danger pour les constructions et ceux où il faudrait édifier de préférence; et dans tous les pays instables, de pareilles situations, plus en sûreté ou plus en danger, sont bien connues par une expérience séculaire.

La comparaison des isoséistes des divers tremblements de terre d'une même région limitée conduit souvent à d'utiles considérations quant à la connaissance de leurs causes tectoniques. De l'un à l'autre séisme elles ne coïncident pas, mais semblent être identiques après un déplacement latéral dans une certaine direction, comme si l'origine s'était elle-même transportée d'un point à un autre d'un accident géologique. Ce cas se présente fréquemment pour les secousses qui suivent toujours les grands tremblements de terre.

Du tracé des isoséistes sur la carte peut aussi se déduire une sorte de gradient sismique qui exprime le resserrement relatif de ces courbes, et il est évident qu'il est en rapport avec la profondeur du foyer.

On voit par toutes ces considérations et d'autres encore inutiles à détailler ici, quel rôle important jouent les isoséistes d'un tremblement de terre.

Un autre élément mesurable est l'amplitude

maxima du mouvement d'une particule terrestre au moment d'un séisme. On peut la mesurer sur le sismogramme; mais ce procédé est sujet à une cause d'erreur, l'expérience prouvant que l'amplitude augmente avec un facteur indépendant du tremblement de terre, la multiplication ou l'agrandissement de l'appareil. Et, en effet, il doit en être ainsi parce que le style enregistreur, étant élastique, est susceptible de prendre un mouvement propre dû à l'accumulation et à la répétition des impulsions sismiques successives. C'est le cas d'une verge encastrée à l'une de ses extrémités et à laquelle de faibles impulsions font prendre finalement un très ample mouvement.

On a déjà eu l'occasion de dire combien l'amplitude est généralement inférieure à ce que fait supposer l'impression des sens. Cela tient à l'influence de la période plus ou moins rapide et à ce que toute la masse terrestre agit sur l'observateur. Les mesures d'amplitudes réellement effectuées sont en assez petit nombre et les valeurs suivantes permettent de se rendre compte de ses variations.

L'amplitude des ondes longitudinales est dirigée suivant le rayon sismique du lieu, ou la ligne qui le joint au foyer; elle varie de fractions de millimètres à un petit nombre de millimètres. Au grand tremblement de terre japonais du 28 octobre 1891, Omori l'a évaluée à 8 millimètres.

L'amplitude des ondes transversales, dirigée perpendiculairement au rayon sismique, passe de quelques millimètres à quelques dizaines de millimètres. Au même tremblement de terre, Omori l'a évaluée à 20 millimètres.

L'amplitude des ondes superficielles est beaucoup plus considérable. Elle a la même direction perpendiculaire au rayon sismique. Agamennone l'a évaluée à 50 centimètres au tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897, ce qui nous paraît très exagéré, et à 22 ou 25 à la catastrophe de Messine du 28 décembre 1891. Cette dernière valeur correspond assez bien à celle que l'on peut déduire des effets destructeurs sur les édifices. L'étude des dégâts du désastre de Valparaiso du 16 août 1906 nous a conduit à penser que son amplitude devait être voisine de 8 à 9 centimètres.

De petites amplitudes et de rapides périodes ou de grandes amplitudes et de lentes périodes peuvent résulter des effets identiques. Il est intéressant de connaître les chiffres suivants : une secousse de 2 millimètres d'amplitude et d'une période de 4 dixièmes de seconde est déjà forte, tandis que 2 centimètres et 4 centièmes de seconde caractérisent un tremblement de l'intensité VII, ces valeurs s'entendant des ondes principales.

Les couches terrestres absorbent rapidement le mouvement sismique et on aura une idée assez nette de l'importance de ce phénomène en connais-

sant la règle empirique qui permet de calculer la différence des degrés d'intensité en deux points, et qui est égale au triple du logarithme du quotient des accélérations maxima correspondantes.

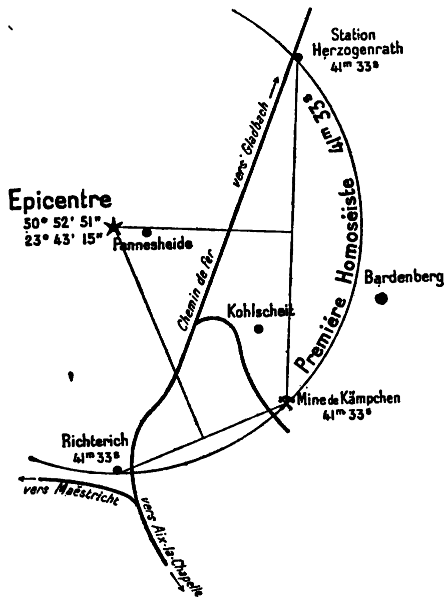


Fig. 22. — Épicentre du tremblement de terre d'Herzogenrath du 22 octobre 1873 (d'après von Lasaulx).

Le temps auquel est arrivé un tremblement de terre et sa durée sont deux éléments mesurables dont l'importance ne saurait échapper.

La pratique montre que, même dans un pays à chemins de fer et à télégraphes, l'heure d'un trem-

blement de terre ne peut être connue, en dehors des stations sismologiques, avec une approximation supérieure à 2 ou 3 minutes. Autrefois pour les grands tremblements de terre on traçait sur la carte les courbes homoséistes, ou coséistes, qui correspondent aux lieux où le phénomène s'était, pensait-on, produit au même instant. On comprend dès lors qu'il ait été impossible d'en tirer des conclusions sérieuses quant à la localisation ou à la forme du foyer. Pour le même motif, les recherches sur la vitesse de propagation basées sur les mêmes données n'ont abouti qu'à des résultats contradictoires et par suite à d'inutiles discussions sous la forme de l'*hodographe*, ou la courbe qui lie les distances et les temps. On ne peut la construire qu'au moyen des observations sismographiques en vue de les utiliser pour étudier l'onde sismique.

La durée d'un tremblement de terre n'est pas aussi facile à mesurer exactement qu'on pourrait se l'imaginer. A cause de l'effroi, si naturel, elle est toujours exagérée; en fait, elle ne dépasse jamais 40 ou 50 secondes, même lors des plus violents tremblements de terre. Toutes les fois que des observations bien faites ont relaté des durées de plusieurs minutes, les sismogrammes ont prouvé qu'il s'agissait de secousses multiples qui ont fait croire à des renforcements et à des rémissions du même tremblement de terre. Un exemple classique de ce genre d'erreur est celui du

désastre de Valparaiso du 16 août 1906. Composé au moins de trois secousses distinctes, on a réuni dans une même durée le tremblement de terre proprement dit et ses deux premières répliques survenues à de très faibles intervalles de temps.

En général, la durée croît avec l'intensité, et le plus souvent les secousses trépidatoires sont plus brèves que les ondulatoires.

La durée présente son maximum en dehors de l'aire épicentrale. Cela doit être parce qu'à l'origine la limite d'élasticité des roches a été dépassée, du moins pour les grands tremblements de terre et, par conséquent, les vibrations élastiques consécutives cessent presque de suite dans l'aire épicentrale.

Ce fait est bien connu et c'est ainsi que Palmieri, se trouvant à Messine le 16 décembre 1857, put annoncer un grand tremblement de terre de l'Italie continentale en sentant une faible secousse, de lente période et d'une très longue durée de 30 secondes. Au Chili, la population sait très bien reconnaître les grandes secousses éloignées, ou *téléséismes*, par le même procédé.

On doit distinguer une durée apparente de la durée effective. Celle-là se compose de la durée propre du tremblement de terre prolongée par les vibrations engendrées consécutivement dans l'édifice même où se trouve l'observateur. C'est pour cela qu'un même tremblement de terre durera

plus longtemps dans une ville qu'à la campagne environnante et il y a là une fréquente cause d'erreur dans l'évaluation de la durée.

La surface ébranlée par un tremblement de terre jusqu'à la limite de sa perceptibilité par les sens de l'homme n'a qu'un vague rapport avec l'intensité du phénomène que l'on considère en particulier, parce que la profondeur du foyer est le plus souvent mal connue. Il n'en est pas moins intéressant de fixer les idées à cet égard au moyen de quelques observations. Cette surface aurait atteint trente cinq millions de kilomètres carrés au désastre de Lisbonne du 1er novembre 1755. Quoique ce chiffre soit devenu classique, nous le considérons comme exagéré. La surface ébranlée par le tremblement de terre de l'Assam fut de près de cinq millions de kilomètres carrés et l'aire dévastée en dépassa quatre cent mille, les quatre cinquièmes de la surface de la France. Par contre le désastre de Casamicciola, dans l'île d'Ischia, du 28 juillet 1883 ne se fit sentir que sur quinze cents kilomètres carrés au total. On voit combien peu cet élément peut servir à caractériser la véritable intensité d'un tremblement de terre. Enfin 482 séismes japonais ont ébranlé une surface moyenne de douze cents kilomètres carrés, soit celle d'un carré de trente-quatre kilomètres de côté, à peu de chose près celle du département de la Seine.

CHAPITRE VI

LE FOYER DU TREMBLEMENT DE TERRE

L'ancienne sismologie, celle de Mallet et de ses successeurs, dirigeait tous ses efforts vers la détermination du foyer ou centre d'un tremblement de terre, et l'on a dépensé une somme énorme de travail et d'ingéniosité à calculer la position ou les coordonnées géographiques d'un point qui n'existe pas réellement. L'erreur consistait à supposer que le mouvement sismique émane d'un point, au sens géométrique du mot et, rationnellement, on s'attachait à résoudre le problème au moyen de méthodes géométriques toujours pratiquement en défaut parce qu'il s'agissait en réalité d'une étendue plus ou moins considérable de la masse terrestre mise en mouvement toute ensemble, mouvement qui se propage ensuite tout autour. Il en résultait une foule de contradictions qui ont longtemps retardé les progrès de nos connaissances relatives soit aux

propriétés du mouvement sismique, soit aux causes géologiques des tremblements de terre. Cependant, malgré l'inexactitude de l'hypothèse de Mallet, les résultats obtenus au moyen des méthodes qu'on en a déduites pour la recherche de l'origine, ne laissent pas que d'être utilisables dans une certaine mesure, pourvu qu'on les considère dans un sens large et qu'on s'en serve comme d'un procédé de première, mais grossière, approximation. Ces méthodes doivent donc être exposées dans leurs grandes lignes.

L'*hypocentre* d'un séisme est la portion de la masse terrestre d'étendue plus ou moins grande, de forme et de profondeur quelconques, au sein de laquelle tout entière naît le phénomène en même temps, quelle que soit du reste sa cause première.

L'*épicentre*, ou mieux la région épicentrale, en est la projection verticale sur la surface extérieure terrestre. Les mots épicentre et hypocentre resteront toujours entendus ici dans le sens élargi et la conception du point géométrique sera toujours écartée implicitement. Il est d'ailleurs évident que la recherche de l'épicentre doit précéder celle de l'hypocentre, les couches extérieures de l'écorce étant les seules directement accessibles à notre observation.

Pour trouver l'épicentre d'un tremblement de terre, il suffira de déterminer en un grand nombre de points de la surface ébranlée la valeur d'un élé-

ment quelconque du mouvement sismique, de joindre par une courbe les points correspondant à une même valeur et d'en déduire le centre sur la carte. Cet élément sera par exemple l'intensité ou l'instant du tremblement de terre. Dans un cas, on tracera les isoséistes ou homoséistes. A mesure qu'on s'éloigne de l'origine, ces courbes prennent des formes plus mouvementées parce qu'augmente l'influence perturbatrice de l'hétérogénéité des couches terrestres, mais au moyen d'observations assez nombreuses, on n'en déterminera pas moins la région plus ou moins vaste d'où le mouvement sismique s'est irradié.

L'épicentre jouit de propriétés évidentes qui aident grandement à en préciser la position et l'étendue : c'est le centre des isoséistes et des coséistes; c'est en ce point que la secousse arrive le plus tôt de l'hypocentre; c'est le point d'intensité maxima; enfin c'est vers lui que convergent les directions quand on peut les déterminer. On devra utiliser toutes ces propriétés à la fois.

Les tremblements de terre diffèrent beaucoup entre eux quant à la forme et à l'étendue de leurs épicentres, ou mieux de leurs régions épicentrales.

Le tremblement de terre de l'île d'Ischia du 28 juillet 1883 a été destructeur à Casamicciola, et cependant il n'a été sensible que sur une très petite surface de 1 500 kilomètres carrés. Ses isoséistes étaient à peu près circulaires et centrées autour de

l'Epomeo, volcan maintenant éteint, mais encore actif au commencement du XIV[e] siècle. Rien donc de plus naturel que de regarder cet événement sismique comme un tremblement de terre central et de lui attribuer en même temps une origine volcanique. Son peu d'extension donne le droit de penser que son hypocentre était peu profond. On voit combien de renseignements intéressants ont fourni ses isoséistes.

Bien différemment s'est présenté le tremblement de terre de San Francisco du 18 avril 1906. Son aire dévastatrice n'avait que quelque vingt kilomètres de largeur, mais s'étendait sur plus de trois cents, et ses isoséistes étaient, sauf de légères irrégularités, d'immenses lignes droites parallèles entre elles. Il était dès lors évident que le tremblement de terre s'était produit tout le long d'une ligne et devait par conséquent son origine à quelque mouvement linéaire de grande étendue. Or précisément on connaissait depuis longtemps un grand accident géologique, la faille de San Andrès-Portolà, et tout le long de cette faille s'étaient produits, au moment du tremblement de terre, des déplacements tant horizontaux que verticaux de plusieurs mètres d'amplitude, décelés par leurs effets sur le terrain et les constructions. A supposer que ces déplacements n'eussent pu être observés, ou même ne se fussent pas produits jusqu'à la surface terrestre, on n'en aurait pas moins eu le droit, grâce à la

forme des isoséistes, d'en conclure que le tremblement de terre était le résultat d'un mouvement tectonique linéaire et sur une longueur au moins égale à celle de la zone de destruction. Ce tremblement de terre était longitudinal parce qu'il s'était produit parallèlement aux lignes de relief de la Californie centrale : pied du talus sous-marin; littoral, crête de la Cordillère côtière appelée Coast Range; vallées des fleuves Salinas et San Joaquin; axe de la baie de San Francisco; crête de la Sierra Nevada. Il est évident que l'événement avait quelque rapport avec la formation de ces traits géographiques tous parallèles entre eux. Il aurait été transversal s'il avait eu une direction perpendiculaire; ce fut le cas de celui de Bellune du 29 juin 1873 par rapport à la chaîne des Alpes.

Le tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897, un des plus considérables des temps modernes, nous offre des circonstances toutes différentes encore. L'aire de dévastation s'est présentée sous la forme d'un chapeau de gendarme dont la base s'étendait sur une longueur de plus de 200 milles anglais, et sa surface dépassait 400 000 kilomètres carrés. Or cette surface épicentrale recouvrait assez approximativement sur la carte un massif de collines, autrement dite une pénéplaine surélevée entre les plaines alluvionnaires du Brahmapoutre au nord et des Sylhet Streams au sud. Il était donc à penser que tout ce

massif s'était ébranlé et déplacé d'un coup et précisément une retriangulation géodésique ultérieure a prouvé le bien fondé de cette supposition. Le tremblement de terre était régional et avait mis en mouvement à la fois tout un énorme bloc ou compartiment terrestre.

Ces trois cas distincts représentent toutes les combinaisons possibles des manières d'être des tremblements de terre quant à la forme de leur région épicentrale et l'on voit que l'ancienne notion d'épicentre ne conserve son sens géométrique que pour le premier d'entre eux. Pour les deux autres les méthodes anciennement employées n'auraient pu donner de résultat. Ce serait encore pis en ce qui concerne l'hypocentre comme on va le voir.

Mallet s'appuyait pour chercher la profondeur de l'hypocentre sur la détermination de l'angle d'émergence des ondes sismiques au moment où elles viennent frapper le sol. Il admettait que les crevasses produites dans un édifice par un tremblement de terre sont dues aux ondes longitudinales, et il en déduisait que l'origine se trouve dans un plan perpendiculaire à la crevasse, de sorte que des observations bien faites sur plusieurs édifices permettaient, pensait-il, la détermination du foyer par la rencontre d'un certain nombre de ces plans. Malheureusement pour la méthode, il semble bien que les ondes transversales inter-



Fig. 23. — Crevasses à la façade de l'église d'Arenas del Rey, le 25 décembre 1885 (d'après Taramelli et Mercalli).

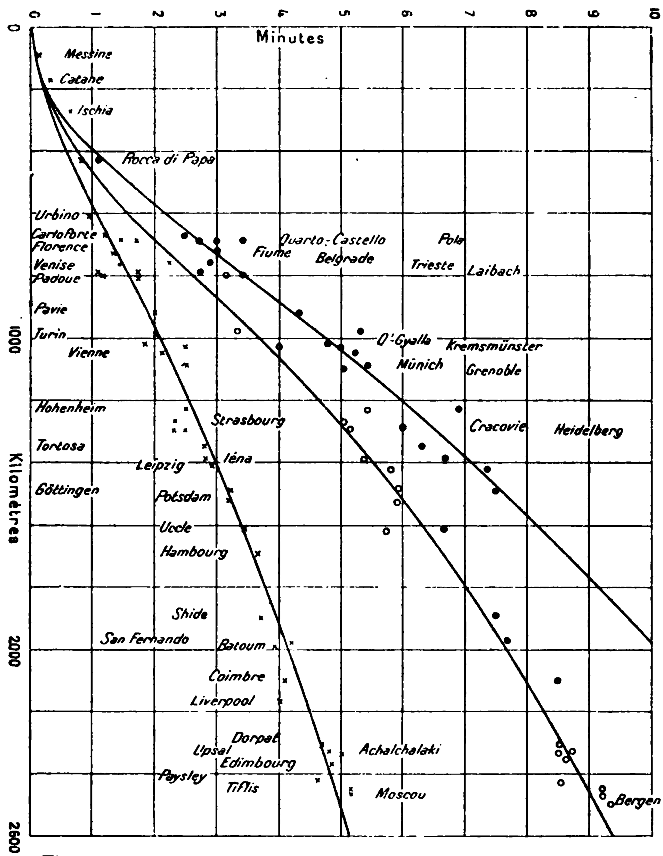


Fig. 24. — Hodographe des trois espèces d'ondes pour le tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905, d'après Rizzo.

viennent aussi dans la production de ce genre de dommages, et, en outre, leur position dépend

dans une grande mesure de la nature et de l'agencement des matériaux qui constituent les murailles ainsi que de la position des ouvertures, portes et fenêtres. C'est pourquoi la méthode très généralement employée autrefois conduisait souvent pour un même tremblement de terre à des profondeurs d'hypocentre comprises entre quelques kilomètres et plusieurs centaines de kilomètres; elle se condamne donc d'elle-même. Sans doute les sismogrammes peuvent donner l'angle d'émergence, mais non sans difficulté, et le procédé a permis souvent de calculer des profondeurs moindres que celles obtenues par l'ancienne méthode, partant plus admissibles.

Le même problème peut se résoudre au moyen de l'hodographe, cette courbe qui exprime la variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques, à la surface terrestre avec la distance à l'épicentre. Mais l'instant précis d'un tremblement de terre en un point donné est pratiquement si difficile à connaître en dehors des stations munies d'appareils sismographiques que les résultats ainsi obtenus ont été rarement dignes de foi. L'ignorance réelle dans laquelle on se trouve encore relativement à la forme de l'onde et du rayon sismiques complique encore la question et cette ignorance résulte précisément de la difficulté de la détermination exacte du moment auquel se pro-

duit un tremblement de terre et il faudrait le connaître au moins à la seconde près.

Le procédé imaginé par Dutton et Hayden à l'occasion du tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886 a souvent donné des résultats acceptables. Au lieu de centaines de kilomètres, on n'obtient plus que 10 ou 20 kilomètres. Ces savants se sont basés sur ce que l'intensité d'un tremblement de terre doit varier, toutes choses égales d'ailleurs, en raison inverse du carré de la distance à l'origine, puisqu'il s'agit d'un transport d'énergie, et ce n'est pas faire une hypothèse gratuite que de l'affirmer. Ainsi que le prouve la théorie et le confirme l'observation, la courbe qui représente la variation de l'intensité avec la distance décroît d'abord très rapidement autour de l'épicentre et ensuite très lentement jusqu'à complète extinction du mouvement sensible. Elle a donc dans l'intervalle un point d'inflexion correspondant au maximum de variation d'intensité. Ce sera par exemple, sur le terrain, la zone étroite où les dommages sur les constructions disparaissent brusquement. On démontre que la profondeur cherchée est égale au quotient par la racine carrée de trois de la distance du point d'inflexion à l'épicentre, quelle que soit d'ailleurs la valeur de l'intensité au foyer.

De Kövesligethy a eu l'idée d'utiliser pour la solution du problème de la profondeur cette pro-

priété de l'accélération du mouvement sismique de varier en raison inverse de la distance à l'origine, tout en tenant compte dans l'application de l'absorption que subit le mouvement en passant d'un point à un autre des couches terrestres. La méthode donne de bons résultats et les profondeurs calculées diminuent encore relativement à celles qu'on obtenait avec les anciens procédés. On a pu affirmer, grâce à son emploi, que certains tremblements de terre se sont produits presque à la surface du sol, ou à très faible profondeur, ainsi celui de Jekeo (Hongrie) du 10 janvier 1906.

La profondeur de l'hypocentre exerce une influence prépondérante sur l'extension de l'aire ébranlée, sur l'intensité observée et l'écartement des isoséistes. Les méthodes basées sur cette remarque n'ont pas donné de résultats pratiques bien satisfaisants.

De tout cela résulte qu'en définitive la recherche de la profondeur à laquelle s'est produit un tremblement de terre est très difficile.

CHAPITRE VII

LES BRUITS SISMIQUES. RETUMBOS ET BRONTIDIS

Les tremblements de terre ne se manifestent pas seulement à l'homme par le sens musculaire, ils impressionnent aussi et parfois très vivement celui de l'ouïe. Ils sont très généralement accompagnés de bruits sourds dont l'intensité est le plus souvent, point toujours toutefois, en rapport avec celle du mouvement sismique. Leur ton est bas et l'extrême variété des termes employés pour les décrire et des comparaisons qu'on en fait avec des bruits connus, témoigne vraisemblablement de la puissante influence qu'exerce sur eux la nature du sol au travers duquel ils se sont propagés pour arriver jusqu'à l'observateur. Il est non moins certain que par exemple dans les habitations, les matériaux de construction, tant par leur composition que par leur agencement mutuel, suffisent à

en modifier la tonalité. Tous les observateurs s'accordent à qualifier d'effrayant le bruit des grands tremblements de terre et bien des peuples ont des mots spéciaux pour les désigner : c'est le *rombo* des Italiens, le *retumbo* des Hispano-Américains, simples onomatopées.

Le retumbo est-il un compagnon obligé de tout tremblement de terre? Les avis sont assez partagés sur cette question; pour notre compte personnel, pendant de longues années de séjour dans des pays très instables, comme le Centre-Amérique et le Chili, nous n'avons jamais senti de secousse sismique sans l'entendre en même temps. Dans cette divergence d'opinions, il n'y a, sans doute, que des différences de degré d'attention d'une part, d'acuité du sens auditif d'autre part, car il est peu croyable qu'un ébranlement du sol tel que les secousses sismiques puisse se propager silencieusement au travers des couches superficielles.

Il n'a pas été fait d'études expérimentales systématiques pour savoir à quelles ondes sismiques correspond le retumbo et on est réduit aux recherches théoriques de Cargill Knott tendant à en faire une conséquence directe des vibrations longitudinales, qui en engendreraient d'autres, longitudinales et transversales, au sein des couches terrestres et seraient les analogues de celles des plaques et des verges vibrantes de Chladni, bien connues en acoustique. On leur a attribué aussi

de très petites indentations, ou rides (*ripples*) des ondulations de la phase principale. La question reste obscure.

Le retumbo semble pouvoir se transmettre non seulement par le sol, mais aussi par l'air, quand le sol même est peu cohérent, comme les alluvions des vallées. Il ne manque pas, en effet, d'observations dignes de foi, dans lesquelles son retard relativement au tremblement de terre correspond précisément à la différence des vitesses de propagation du son dans les couches du sol et dans l'air.

Le plus souvent le retumbo procède et accompagne l'ébranlement du sol, puis le prolonge parfois au delà du mouvement sensible. Il le précède d'un intervalle de temps d'autant plus grand que l'épicentre est plus éloigné, ce qui doit être s'il correspond aux ondes longitudinales dont la vitesse de propagation est très supérieure à celle des ondes superficielles ou principales qui constituent le tremblement de terre sensible, car alors la séparation s'accentuera avec la distance.

On entend fréquement dans tous les pays instables, et surtout à la campagne, des bruits que l'habitude permet de distinguer du grondement d'orages lointains et fait immédiatement reconnaître pour des retumbos, sans que cependant on n'ait senti aucun tremblement de terre. Ce seraient pour ainsi dire des séismes avortés, ou trop faibles pour être perçus par le sens musculaire. A l'ap-

pui de cette manière de voir, on peut citer d'intéressantes observations faites par Oldham à l'occasion du grand tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897. Explorant l'aire épicentrale où avaient rejoué plusieurs failles, il put constater que des bruits sans secousses se produisaient surtout loin de ces accidents. L'état de tension des couches terrestres y était donc favorable à la production de phénomènes sonores, tandis qu'au voisinage des failles toute impulsion sismique nouvelle se résolvait en secousses parce que leurs lèvres étaient disjointes et pouvaient se mouvoir librement et silencieusement.

Les sismologues italiens se sont beaucoup préoccupés d'étudier les bruits sismiques au moyen de microphones placés à certaine profondeur au dessous du sol. Mais la complication du problème était trop grande pour leur permettre d'en tirer de claires notions sur le mouvement sismique lui-même, étant bien avéré que d'autres phénomènes d'origine différente sont susceptibles de mettre les couches terrestres en état de vibration, comme on a déjà eu l'occasion de le dire à propos des microséismes, et toute tentative pour démêler ces bruits microsismiques a échoué jusqu'à présent. On ne cachait d'ailleurs pas l'espoir de tirer de ces recherches un moyen de prévoir les tremblements de terre, parce que bien souvent des bruits sans secousses précèdent les désastres sismiques et que,

d'autre part, on connaît dans cet ordre d'idées quelques cas isolés d'heureuse divination, terme qui est bien approprié à l'incertitude du procédé.

Les annales sismologiques de certains pays instables nous relatent d'intéressantes séries de bruits sismiques dont la durée n'a pas été moindre de plusieurs années parfois; ceux de l'île Meleda en Dalmatie, de 1822 à 1826, sont restés célèbres et ont entretenu pendant ce temps la population dans un état d'indicible effroi, quoique les tremblements de terre ne s'y soient produits pendant la même période que d'une façon très secondaire. On doit sans doute voir dans ces phénomènes la menue monnaie d'un grand tremblement de terre avorté, et c'est ainsi que dans ce cas se résout la tension des couches terrestres qui dans d'autres circonstances aurait aboutit à une catastrophe.

Ces séries de bruits incontestablement sismiques n'ont rien que de très explicable dans les régions qui sont le théâtre habituel de tremblements de terre. Il n'en va pas de même de bruits très particuliers observés depuis longtemps dans certains pays remarquablement stables, les *Mistpoeffers* des côtes des Pays-Bas ou les *Barrisal-Guns* du delta du Gange. Une fois l'attention sur ces phénomènes attirée par Van den Broeck, on les a recherchés dans beaucoup d'autres contrées et on les a retrouvés dans un grand nombre. Ils sont tellement communs en Italie qu'on les y

a désignés par plus d'une centaine de noms populaires d'usage local et dans ces dernières années ils ont fait l'objet de nombreuses études sous le nom de *brontidis*.

Il est fort probable que les brontidis ne sont pas tous exclusivement d'origine sismique, ni ne représentent tous d'infimes tremblements de terre et, sans doute, il en est dans le nombre qui ont une origine atmosphérique dans des circonstances particulières encore mal définies. Mais, quoi qu'il en soit, il est bien avéré que beaucoup ont une cause tectonique et ne sont que des tremblements de terre d'intensité trop faible pour être sensibles. Ils seraient donc, dans certains des pays très stables où on les observe, le souvenir très atténué d'une instabilité disparue depuis un lointain passé maintenant perdu dans la nuit des temps géologiques et, en effet, le long des côtes du Lancashire, par exemple, on voit les brontidis en claire relation avec d'anciennes dislocations.

En bien des points du globe s'observent des bruits naturels d'origines diverses. Souvent ils caractérisent des régions désertiques et tout le monde connaît les Voix de la statue de Memnon. Les brusques changements de température de la nuit au matin suffisent à les expliquer par le bris de roches superficielles qui en est la conséquence et dont la puissance d'érosion a été mise en évidence ces dernières années. Les bruits de la

montagne appelée le Bramador, près de Copiapo (Chili), n'ont pas d'autre cause. Dans le sud du même pays, on connaissait à distance les bruits d'une autre montagne nommée le Tronador; pour observer qu'ils n'avaient aucun caractère sismique ou volcanique, il a fallu explorer cette montagne de près et l'on a reconnu qu'il s'agissait seulement du vêlage d'un grand glacier dont les racines plongent dans un lac profond. Ainsi chaque cas particulier nécessite une étude spéciale, et rien n'est plus imprudent que de recourir aux phénomènes sismiques sans une démonstration de fait.

C'est ici qu'il semble rationnel de s'occuper de la croyance si répandue dans les pays à tremblements de terre d'une prétendue prescience spéciale aux animaux. Beaucoup d'entre eux sont très sensibles aux mouvements du sol : les chiens aboient, les chevaux s'agitent, les oiseaux de basse-cour crient éperdument et ceux du grand air volètent anxieusement. Souvent ces manifestations d'effroi précèdent les tremblements de terre sensibles, mais on a beaucoup exagéré l'intervalle de temps qui les sépare du mouvement du sol et ce sont pures légendes que les cas dans lesquels les animaux auraient prouvé par leur agitation qu'ils prévoyaient, plusieurs heures à l'avance, des catastrophes sismiques Tout au plus peuvent-ils percevoir de très légères secousses prémonitoires qui échappent à l'homme et cette sensibilité

n'a rien que de très plausible, les animaux étant en communication avec le sol par quatre membres.

Cancani a méthodiquement étudié le problème et il a cru observer que les animaux perçoivent les tremblements de terre d'autant plus longtemps avant l'homme que l'origine en serait plus éloignée. Ils seraient aussi sensibles aux frémissements préliminaires dont la séparation d'avec les ondes principales est en proportion avec la distance, mais ils ne jouiraient d'aucun privilège dans la région épicentrale, là où ces frémissements se confondent avec la secousse proprement dite. L'explication est ingénieuse, mais elle n'est pas acceptée de tous les sismologues. Quant à la perception par les animaux de courants électriques avant-coureurs des tremblements de terre, elle est peu vraisemblable; il faudrait d'abord prouver l'existence de ces courants; l'on verra plus loin qu'ils sont très douteux en tant que phénomènes sur la constance desquels on puisse compter.

CHAPITRE VIII

SÉRIES DE SECOUSSES ET DÉCLANCHEMENT A DISTANCE

Un grand tremblement de terre n'est jamais un acte unique, un choc isolé qui sème la ruine et la désolation autour de son centre. Immédiatement après le paroxysme, suivent d'innombrables secousses dont la violence subit les plus grandes irrégularités. Quelques-unes d'entre elles, surtout au début, sont assez fortes pour compléter l'œuvre de destruction, renverser des pans de murs branlants, jeter bas des édifices déjà à moitié démolis, porter le désordre dans l'œuvre de sauvetage et entretenir la terreur dans la population. La fréquence, d'abord si considérable que pendant les premières heures le sol reste pour ainsi dire en perpétuel mouvement, s'apaise peu à peu avec des alternatives sans loi d'exacerbations et de rémissions. Quelques mois après, en quelques jours,

le nombre de ces secousses consécutives, ou répliques, atteint souvent plusieurs centaines et plusieurs milliers. L'état de fréquence sismique habituelle à la région ne se retrouve que longtemps après le désastre, parfois plusieurs années après seulement. On a ainsi le spectacle d'une profonde perturbation des couches terrestres qui ne reviennent au repos relatif qu'après une longue période d'agitation.

Toutes proportions gardées, les choses se passent de même pour les tremblements de terre d'intensité notable qui n'ont aucun caractère de désastre.

Ce phénomène très constant pour tous les grands tremblements de terre résulte-t-il de ce que la portion ébranlée et déplacée de la masse terrestre ne retrouve sa position d'équilibre qu'après de longs essais en tendant vers son assiette qui sera définitive au moins pour un temps, ou bien est-il dû à ce que la cause même du séisme ne s'éteint que longtemps après en s'épuisant progressivement? Ce sont là deux hypothèses ou, pour mieux dire, deux interprétations entre lesquelles il n'est guère possible de se décider. L'une et l'autre sont également plausibles et rendent bien compte de la marche des faits.

Ces diverses répliques n'ont pas le même foyer, elles n'émanent même pas toutes de la région épicentrale du tremblement de terre et de l'une à

l'autre la migration de l'origine ne paraît soumise à aucune loi qui ait pu être soupçonnée jusqu'ici. On a souvent assimilé ce phénomène à celui d'une plaque de verre dont une fente ou brisure s'allonge peu à peu, mais cette comparaison n'est qu'ingénieuse et a été reconnue tout à fait impropre, les foyers des répliques ne gardant pas toujours une claire relation de situation avec l'accident géologique au sein duquel s'est produit le tremblement de terre initial. On a seulement trouvé dans certains cas une dépendance entre le nombre des répliques ressenties dans une localité et l'âge géologique des couches correspondantes; elle peut s'énoncer comme il suit : La fréquence des répliques en des points également éloignés du centre d'ébranlement du tremblement de terre principal augmente avec l'âge des couches au travers desquelles il s'est propagé. Cela revient à dire que la propagation du mouvement sismique a d'autant plus profondément troublé l'état d'équilibre des couches éloignées qu'elles sont plus anciennes. Or l'élasticité des roches croît généralement avec leur ancienneté, et la perturbation produite sera plus durable pour les plus élastiques, tandis qu'au sein de roches plus récentes et moins cohérentes, elle passera en s'éteignant plus rapidement.

En ne tenant compte que de la fréquence, la répétition des répliques s'exprime entre les temps

écoulés depuis le tremblement de terre principal et les nombres de chocs produits chaque jour ou chaque mois, au moyen d'une équation, dite d'Omori, qui représente assez exactement une hyperbole équilatère asymptotique aux deux axes de coordonnées, celui des temps et celui des nombres de répliques. Elle résulte uniquement des nombres de répliques observées pendant les premiers jours et cependant, chose remarquable, elle se vérifie longtemps après. Elle peut donc servir à prédire le nombre de secousses qui se produiront dans la région considérée tant de jours après le tremblement de terre, si toutefois on connaît la fréquence habituelle qui devra s'ajouter au résultat du calcul exécuté sur l'équation d'Omori. Ces prédictions réussissent très bien en général, mais n'ont qu'un intérêt très relatif, puisqu'il s'agit de secousses de peu d'intensité.

L'exactitude de l'équation d'Omori s'est confirmée aussi pour ce qu'on pourrait appeler des prédictions rétrospectives. Connaissant les nombres de répliques qui ont suivi durant les premiers jours le tremblement de terre de la province de Tosa (île de Shikoku, Japon) du 4 novembre 1854, ce sismologue a calculé l'hyperbole correspondante, et déduit les nombres de répliques survenues à des dates postérieures, mais éloignées, et il a pu vérifier qu'ils correspondaient exactement à des secousses alors inconnues, puis retrouvées dans

d'anciennes archives au moyen de patientes recherches:

Notre hyperbole équilatère est asymptotique à

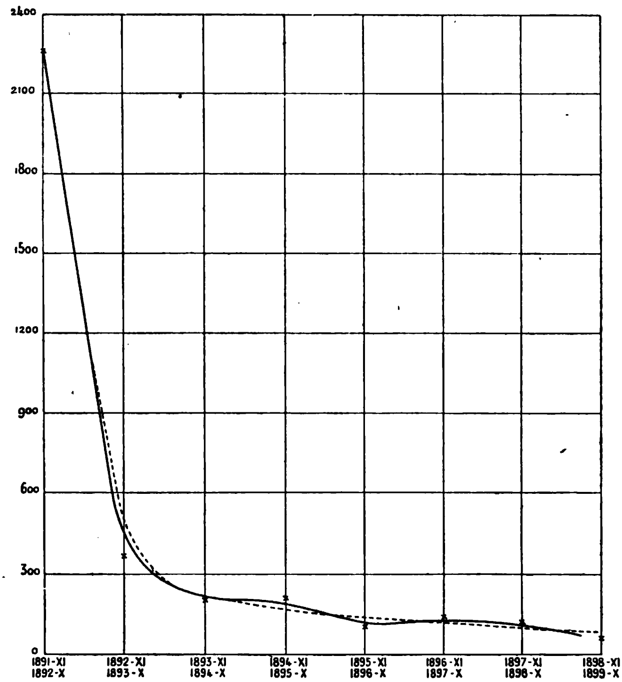


Fig. 25. — Variations de la fréquence des tremblements de terre du Mino et de l'Owari du 28 octobre 1891 (d'après Dairoku Kikuchi).

l'axe des temps, c'est-à-dire qu'elle ne l'atteindra qu'au bout d'un temps infini. Cela signifie en termes plus clairs que l'équilibre des couches

terrestres une fois rompu par un grand tremblement de terre ne se rétablit jamais, et cette interprétation purement géométrique d'une courbe obtenue par l'observation montre que la fréquence sismique habituelle d'une région résulte des répliques de tous les tremblements qui l'ont ébranlée depuis les temps géologiques les plus reculés, conséquence dont l'importance théorique ne saurait échapper.

Le nombre des répliques paraît être en relation avec la profondeur du foyer du paroxysme et diminuer avec elle. Cette règle souffre des exceptions cependant.

Les plus violentes secousses consécutives se produisent surtout pendant une courte période de temps après le tremblement de terre principal, mais les laps de temps qui les en séparent ne semblent pas arbitraires. Oddone a pu montrer pour les tremblements de terre des Balkans, — et on l'a vérifié après lui pour d'autres événements sismiques, — qu'il se manifeste une préférence marquée des intervalles de temps de 34, 66, 144 et 196 minutes environ. Or les ondes longitudinales d'un tremblement de terre emploient 17 minutes pour parcourir le diamètre terrestre. On est ainsi fondé à penser qu'en arrivant à l'antipode du foyer, elles se réfléchissent contre la surface terrestre et retournent sur leurs pas pour y revenir; elles y retrouvent un bloc terrestre si

récemment dérangé de son équilibre qu'il n'a pas encore pu reprendre son assiette et cela suffit pour provoquer, disons le mot, déclancher, une réplique d'intensité notable, moindre toutefois que le tremblement de terre principal, depuis lequel se sont écoulées 34 minutes. La réplique de 66 minutes environ correspondrait à un double voyage aller et retour des mêmes ondes entre l'origine et l'antipode, et son intensité serait moindre encore. L'intervalle de 144 minutes est le temps nécessaire pour que les ondes lentes aient fait le tour du globe et celui de 196 correspond aux ondes maxima pour effectuer le même trajet; dans les deux cas il y aurait encore déclanchement de répliques dans la région épicentrale ou dans son voisinage.

De la même façon, ces mêmes ondes, le long de leur trajet à la surface terrestre, ou d'autres cheminant à l'intérieur de la terre suivant des rayons sismiques, pourront rencontrer des portions de la masse en équilibre très instable et prêt à se rompre à la moindre impulsion supplémentaire; cela se présentera notamment si elles sont encore le théâtre des répliques d'un grand tremblement de terre plus ou moins récent et qui précisément manifestent son peu de stabilité, ou bien encore si depuis longtemps s'y est établi le repos pendant lequel s'accumulent, ou mieux s'emmagasinent, les efforts tectoniques préparant le prochain séisme. Il ne

manque pas d'exemples dans lesquels ces tremblements de terre déclanchés à distance paraissent très probables; cela semble avoir été le cas du désastre de Valparaiso du 16 août 1906 provoqué par les ondes d'un séisme sous-marin survenu dans les parages de l'Alaska ou des Aléoutiennes et dont les ondes ont été reconnues dans les sismogrammes. Mais on conçoit sans peine quelle extrême prudence il faut garder dans des déductions de ce genre et, pour chaque cas particulier, il faut vérifier soigneusement que les intervalles de temps et les distances sont dans le rapport voulu avec les vitesses de translation des ondes sismiques.

Le temps d'environ 8 minutes qu'emploient les ondes longitudinales pour arriver au centre de la terre n'a pas manqué d'attirer vivement l'attention à cause de son égalité avec celui que les ondes lumineuses exigent pour nous arriver du soleil. Que ces deux constantes relatives respectivement au rayon terrestre pour les ondes sismiques et au rayon de l'orbite pour les ondes lumineuses soient à peu près égales, ce fait ne doit être considéré que comme une curieuse coïncidence qui, pour le moment, échappe à toute interprétation rationnelle.

Le déclanchement de tremblements de terre à distance a été envisagé, en particulier par Belar, dans un tout autre ordre d'idées. Il s'agit de la destruction de certains édifices sans aucune cause

connue qui ait pu être tirée de leur mauvaise construction, ou de leur état de vétusté. La chute du Campanile de Saint-Marc de Venise, le 14 juillet 1902, l'effondrement du réservoir des eaux de Madrid, le 4 avril 1905, la désastreuse rupture de la digue du barrage de Bouzey (Vosges), le 27 avril 1905, ont été les plus retentissants de ces accidents. Faute d'explication technique plausible, Belar admet qu'il a suffi du passage d'ondes microsismiques qui, se répétant avec le temps, ont fait dépasser la limite d'élasticité de ces constructions et finalement amené leur destruction par une dernière et fatale impulsion de ce genre. Ces considérations sont assurément ingénieuses; il est plus discutable de savoir si elles sont exactes. Sans doute, elles sont susceptibles de rendre des services éminents aux constructeurs qu'elles soustrairaient à leurs responsabilités naturelles, et en cas d'accident leur défense serait d'autant plus facile que le nombre énorme des tremblements de terre qui agitent la surface terrestre leur permettrait toujours d'en trouver à point nommé un susceptible d'être accusé. Restons-en donc seulement aux observations d'Oddone d'après lesquelles un tremblement de terre peut, dans certaines conditions, en provoquer d'autres à distance, mais leur faire renverser des édifices loin de leur foyer est de beaucoup dépasser la portée des faits dûment constatés.

C'est à tort que des sismologues ont regardé comme tout à fait générale la manière de se comporter des répliques, telle que la représentent l'équation d'Omori et le tableau qui en a été détaillé plus haut. Pour de nombreux *essaims* de secousses italiennes, — ainsi se nomment ces séries, — Cancani a rencontré d'autres types, à la vérité moins communs, dans lesquels le paroxysme, ou le tremblement de terre principal, n'est plus l'acte initial que suivent de nombreuses répliques, de fréquence et d'intensité progressivement décroissantes. On connaît aussi les séries de secousses de l'Erzgebirge, où disparaît presque complètement la secousse principale, pour être remplacée par une succession irrégulière de maxima et de minima. La Nature ne veut pas toujours se conformer aux moules étroits où l'on voudrait l'enfermer pour simplifier nos explications des phénomènes.

Les grands tremblements de terre sont parfois précédés peu de temps auparavant par des secousses que l'on considère, après coup, comme ses avant-coureurs. Ce phénomène est trop inconstant pour permettre de pronostiquer, quand il se produit, l'approche d'un désastre, car il est impossible de distinguer ces secousses de celles qui résultent simplement de la fréquence sismique habituelle de la région. Il faut d'autant plus renoncer à ce mode de prévision au moyen des secousses prémonitoires

que bien des catastrophes ont été précédées d'un long repos sismique, aussi trompeur que dangereux, pendant lequel la Nature, se recueillant pour ainsi dire, accumule les efforts tectoniques destinés à éclater ensuite en un violent tremblement de terre.

Il est toutefois un cas de prévision qui aurait assez bien réussi au moins une fois, mais sur lequel il serait très imprudent de compter. Dès longtemps, les sismologues siciliens avaient observé que, pour un intervalle de temps suffisamment long, l'année par exemple, il existait une certaine constante approchée de la moyenne de la somme des amplitudes des tremblements de terre, petits et grands, ressentis dans la partie nord-est de l'île. Or, au commencement de décembre 1908, il y avait un manque évident et c'est ainsi que le désastre de Messine du 28 du même mois aurait pu être, sinon prédit à jour fixe, du moins envisagé comme à craindre à bref délai. Une semblable méthode paraît devoir être bien difficilement appliquée avec sûreté; elle sera toujours très précaire.

Quoi qu'il en soit, le phénomène des séries de secousses nous a fourni de très intéressants résultats et nul doute qu'il n'en doive procurer d'autres tout aussi importants dans l'avenir.

CHAPITRE IX

TREMBLEMENTS DE TERRE SOUS-MARINS ET TSUNAMIS

La terre ferme n'a pas le privilège des phénomènes sismiques et les océans n'échappent pas davantage à leurs impulsions plus ou moins violentes. Il y a donc des tremblements de terre sous-marins, et le dépouillement de nombreux journaux de bord a fourni à Rudolph les éléments d'une étude maintenant classique sur cet intéressant chapitre de la sismologie.

Un tremblement de terre sous-marin se traduit à bord d'un navire par une sorte de choc qui ébranle toutes ses membrures et fait immédiatement croire qu'il vient de toucher sur quelque roche inconnue ou quelque épave flottant entre deux eaux. Aussi s'empresse-t-on de jeter la sonde, et en reconnaissant que rien de semblable n'a dû se produire, on songe d'autant plus vite à un

tremblement de terre sous-marin que l'on ne voit pas la mer déferler contre l'écueil tout d'abord supposé. D'autres fois, l'ébranlement est comparé à celui qui se produit à bord quand on lève ou qu'on jette l'ancre, par suite du frottement des chaînes dans les écubiers. Enfin le navire peut être soulevé et son hélice battre à vide, quoique la houle ne soit pas assez forte pour produire cet effet bien connu à bord des vapeurs par gros temps.

Les effets produits à bord sur les objets matériels sont en tout semblables à ceux ordinairement observés à terre au moment d'une secousse sismique : oscillations anormales d'objet suspendus, déplacements de tonneaux, de planches et de colis arrimés sur le pont ou dans les cales, chute et bris de vaisselle, etc.; mais ils ne vont jamais jusqu'à ceux des degrés supérieurs de l'échelle de Mercalli. Cela résulte de l'interposition entre le navire et le fond de la mer, siège du tremblement de terre, d'un épais matelas de liquide, qui fait l'effet d'un élastique et puissant amortisseur. Aussi bien la flottabilité du navire lui permet de céder doucement au choc qui perd de la sorte tout pouvoir destructeur. En fait, il n'existe pas d'exemple authentique de sérieux dommages causés à bord, au moins en pleine mer, et c'est très arbitrairement qu'on a cru pouvoir parfois attribuer à ces phénomènes le naufrage de navires dont toute trace s'était perdue.

Il existe bien une échelle d'intensité des tremblements sous-marins; établie plus on moins fidèlement sur le modèle de celle de Rossi-Forel, son intérêt est restreint puisque, toutes choses égales au fond de la mer, l'on n'observe à bord que des effets atténués dans une proportion inconnue de ceux qui correspondent à l'intensité sismique réellement mise en action.

Mettant à part les observations faites à bord de navires à l'ancre dans les ports et qui ne font que compléter et corroborer celles faites à terre, les tremblements de terre sous-marins qui parviennent à notre connaissance sont en nombre infime. C'est que les océans sont d'immenses déserts et il faut qu'un navire se trouve à point et à temps donnés pour que le phénomène soit observé. Il faut aussi que l'ébranlement soit assez fort pour que les navigateurs croient utile de le consigner sur leurs journaux de bord, documents qui restent généralement inédits et sont d'un difficile accès. Enfin leur observation ne se fait clairement que par mer belle. Malgré ces nombreuses difficultés, Rudolph a pu recueillir un assez grand nombre d'observations pour tous les océans, ce qui lui a permis de formuler les lois générales auxquelles obéissent les tremblements sous-marins :

Ils se produisent à toutes les profondeurs océaniques, sur les reliefs comme sur les dépressions. Il y a des régions maritimes où ils sont plus habi-

tuels et d'autres où ils sont inconnus. Leur fréquence et leur intensité en une région particulière sont indépendantes de la proximité ou de l'éloignement de volcans actifs ou éteints, terrestres ou sous-marins.

Cette dernière loi ne manquera pas d'attirer l'attention, l'indépendance, maintenant reconnue, des phénomènes sismiques et volcaniques dans le temps comme dans l'espace contredisant une sorte de dogme scientifique traditionnel, et c'est là un sujet sur lequel nous aurons plusieurs fois encore l'occasion de revenir.

Les régions à tremblements de terre sous-marins sont d'abord les espaces océaniques riverains des pays instables. Dans ce cas, et pour un séisme en particulier, il n'est pas toujours facile de discerner si le foyer a été maritime ou terrestre. La question peut se résoudre à l'aide des isoséistes suivant qu'elles sont coupées par la ligne des côtes en parties inégales se développant de préférence soit du côté de l'océan, soit du côté de la terre ferme.

On connaît aussi quelques régions de haute mer où ont été observées de nombreuses secousses. La plus remarquable se rencontre en plein Atlantique ; à cheval sur l'équateur, elle s'étend entre les 8e et 32e méridiens et à l'est du curieux rocher volcanique de Saint-Paul, perdu dans l'immensité de l'océan. Cette région a été aussi le théâtre de très

nombreuses éruptions sous-marines. Tout autour de l'archipel des Açores s'étend aussi une vaste région à tremblements de terre sous-marins.

Les éruptions volcaniques sous-marines sont souvent signalées à la surface de la mer par des phénomènes qui les distinguent nettement des tremblements de terre; ce sont des bouillonnements de l'eau et des colonnes liquides lancées en l'air, tandis qu'aucun mouvement n'a jamais été observé authentiquement pour les simples séismes, du moins qui ait eu quelque importance.

On admet généralement que les tremblements sous-marins se transmettent aux navires sous forme d'ondes longitudinales, agissant surtout de bas en haut, mais au vrai on sait bien peu de chose sur leur véritable mécanisme. Souvent ils occasionnent la mort de nombreux poissons, dont les cadavres remontent aussitôt à la surface, ou viennent s'échouer sur les côtes; leur chair est comme désorganisée, ce qu'on attribue au fait qu'ils ont été violemment comprimés entre les couches liquides mises en mouvement et celles que leur inertie a empêchées d'obéir immédiatement à l'impulsion sismique.

Quoi qu'il en soit, les tremblements de terre sous-marins n'ont de réelle importance qu'en raison de leur répartition géographique et ils le cèdent de beaucoup en intérêt aux vagues sismiques, ou *tsunamis*, comme on les appelle au

Japon, et qui sont une conséquence ordinaire et

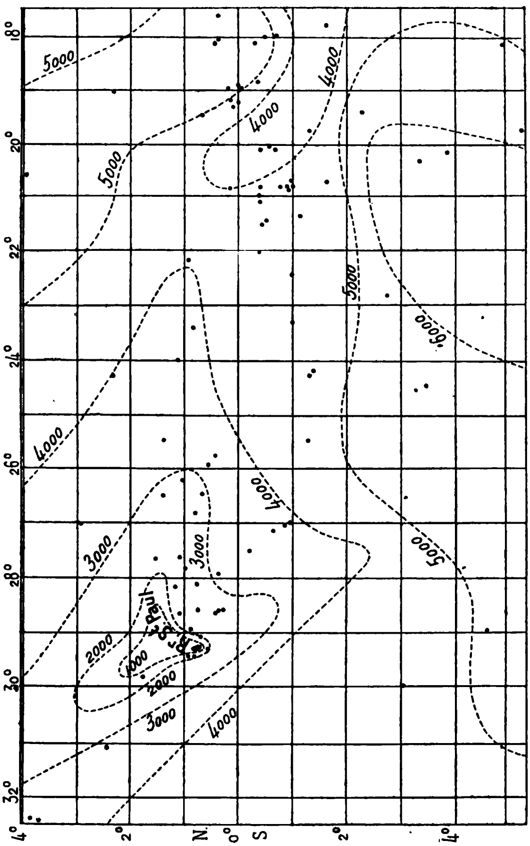


Fig. 26. — Région sismique de l'Atlantique équatorial, ou de Daussy.

désastreuse des grands tremblements de terre des régions littorales.

Le long de ces côtes, on voit s'élever, après le

phénomène d'ébranlement du sol, d'énormes vagues qui, non seulement en complètent l'œuvre destructrice, mais souvent même produisent à elles seules la plus grande partie des dommages. Leur hauteur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et il est facile de se figurer la violence avec laquelle elles montent à l'assaut des côtes en songeant à l'énorme force vive de la masse liquide mise en mouvement. Les navires chassent sur leurs ancres et, choquant les uns contre les autres, s'entre-détruisent mutuellement, ou vont s'échouer à l'état d'épaves loin dans les terres, parfois à plusieurs lieues de la côte, si la pente du rivage permet à l'inondation de s'étendre à grande distance. Il est au Japon, par exemple, des cas historiquement authentiques, où le nombre des victimes a dépassé cent mille.

Dans l'aire épicentrale, les tsunamis se produisent immédiatement après le tremblement de terre, mais leur vitesse de propagation ne dépassant guère 150 mètres par seconde le long des côtes à cause du frottement sur le fond, la secousse et la vague sismique se séparent rapidement en proportion de la distance du foyer, de sorte que le retard du tsunami peut atteindre plusieurs heures, voire un jour et plus.

On croit généralement que les tsunamis débutent par un retrait de la mer, retrait dont l'ampleur et surtout la durée ont été souvent exagérées dans les relations, et l'on a cherché l'explication de ce

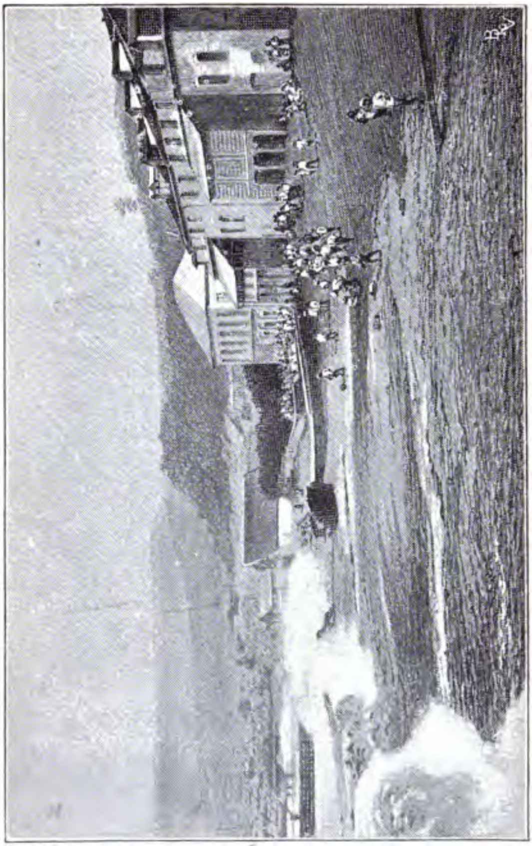


Fig. 27. — Le raz de marée du 5 mai 1902 sur la place Bertin à Saint-Pierre de la Martinique (d'après Lacroix).



Fig. 28. — La corvette péruvienne *America* et le vapeur de guerre *Wateree* transportés à plus d'un mille de la côte lors du tremblement de terre d'Arica du 13 août 1868.

communs d'un côté que de l'autre. Sur le véritable mécanisme des vagues sismiques on n'a encore que de très vagues données.

C'est un mouvement transversal et toujours insensible en haute mer au moment de son passage sous un navire, de même que l'intumescence produite par les marées luni-solaires quand elles traversent un océan. L'un et l'autre phénomène ne se manifestent visiblement qu'à la rencontre des côtes formant obstacle à leur propagation. En pleine mer, les tsunamis constituent des ondes dont la distance de crête à crête se chiffre par des centaines de kilomètres sans que leur amplitude verticale dépasse quelques mètres. Ils sont si peu sensibles en pleine mer en raison de ces circonstances, qu'il est arrivé à des pêcheurs japonais de rentrer au port et d'y trouver leurs villages balayés et leurs familles disparues sans se douter du malheur qui les attendait au retour!

Les tsunamis peuvent avoir une énorme aire d'extension et bien des fois ils ont mis en mouvement tout le Pacifique. Celui du tremblement de terre péruvien-chilien du 13 août 1868 a tellement secoué la banquise antarctique qu'il s'en est détaché, tout à fait hors de saison, de nombreux icebergs plus tard rencontrés dans les mers australes loin de leur lieu d'origine. La gigantesque explosion du Krakatoa, dans le détroit de la Sonde, du 26-27 août 1883 a produit une vague sismique

qui a fait le tour du monde et s'est fait enregistrer à tous les marégraphes jusqu'en France et en Angleterre.

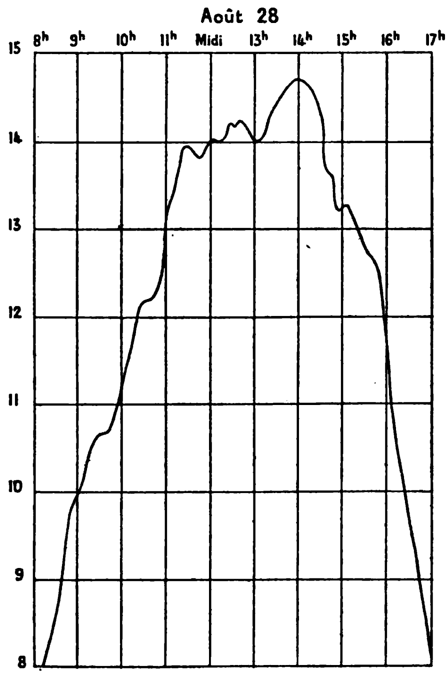


Fig. 29. — Marégramme de Rochefort lors de l'éruption du Krakatoa (d'après Wharton).

D'un bord à l'autre d'un océan, les vagues sismiques se propagent avec la même vitesse que les marées et l'on a fait de formules mathématiques

appropriées cette curieuse application de déduire de cette vitesse de propagation entre deux points la profondeur moyenne de l'océan qui les sépare;

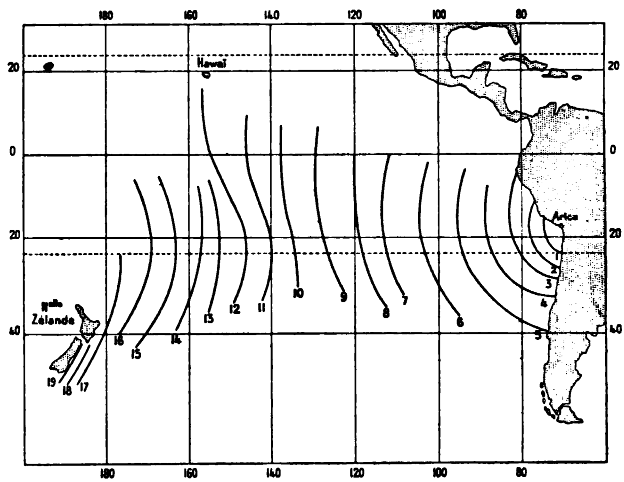


Fig. 30. — Homoséistes horaires au travers du Pacifique des tsunamis du tremblement de terre d'Arica du 13 août 1868 (d'après F. von Hochstetter).

les résultats obtenus ne diffèrent pas notablement de ceux des sondages exécutés par des expéditions scientifiques ou en vue de la pose des câbles transocéaniques.

Les courbes obtenues aux marégraphes montrent que les vagues sismiques se superposent aux marées et que, dans un bassin maritime fermé, ou peu ouvert, il en résulte un mouvement périodique dont les éléments dépendent de la forme du bassin

et de celle de son fond. Ils varient donc peu d'un tsunami à l'autre. Mais, en même temps, les courants marins normaux sont perturbés et ne

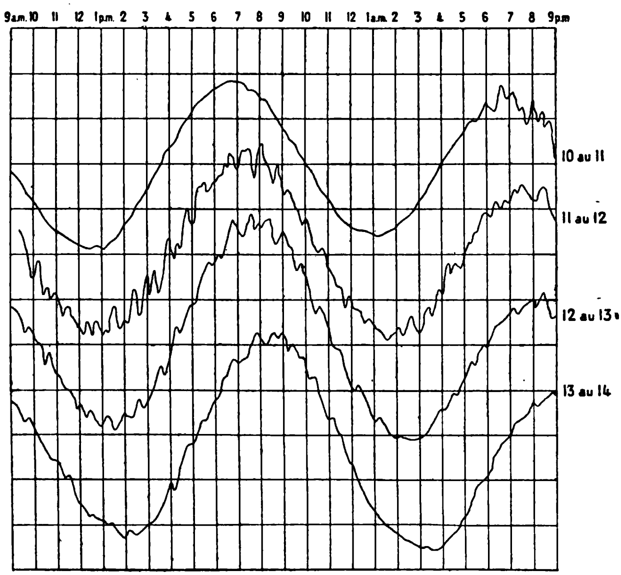


Fig. 31. — Marégramme général de Port-Denison (Sydney, Australie) du 10 au 14 mai 1877 (d'après Geinitz).

reviennent que de longs jours après au régime ordinaire.

Indépendamment des vagues produites par l'ébranlement sismique d'une portion plus ou moins étendue du fond de la mer, on en a observé parfois d'autres causées par la chute de falaises éboulées

par le tremblement de terre; mais alors elles sont d'importance relativement secondaire. Cela s'est notamment présenté au tremblement de terre de Céram (Moluques) du 30 septembre 1899. Partant

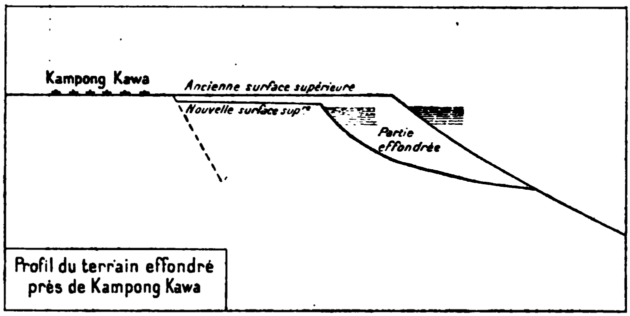


Fig. 32. — Éboulements de terrain le long de la côte de Céram lors du tremblement de terre du 30 septembre 1899 (d'après Verbeek).

de cette observation bien avérée et de quelque autre de ce genre, on a voulu expliquer de la même manière des vagues anormales ne correspondant à aucun séisme connu à terre et on leur a aussi attribué d'inexpliquées ruptures de câbles télégraphiques sous-marins. Enfin on est allé jusqu'à demander à des éboulements de pentes sous-marines l'explication de tremblements de terre côtiers. Ce sont là des hypothèses qui échappent à toute vérification. Mais ces vagues anormales, ou perturbations dans le régime des marées, nous amènent à rappeler que des mers de peu d'extension et presque fermées, comme la Baltique, sont,

de même que les grands lacs, le siège de mouvements d'allure périodique, les seiches du lac de Genève par exemple, si bien étudiées par Forel, et qui n'ont aucun lien avec les tremblements de terre. Les *tiderips* des Anglais, ou vagues de fond, qui occasionnent fréquemment par beau temps des sinistres maritimes inattendus, rentrent sans doute dans la même catégorie de phénomènes, et c'est en vain qu'on a plusieurs fois voulu leur attribuer un caractère sismique.

CHAPITRE X

FRÉQUENCE ET SISMICITÉ

On entend par sismicité d'une localité, ou d'une région plus ou moins étendue, l'importance moyenne que les tremblements de terre y atteignent, rares ou habituels, faibles ou violents, étant bien évident que fréquence et intensité doivent intervenir à titre égal pour définir l'instabilité sismique. Pour un lieu en particulier, on doit distinguer soigneusement une sismicité vraie résultant des séismes qui y ont leur épicentre, ou naissent en son voisinage immédiat, et une sismicité apparente qui est la conséquence de ceux qu'on y ressent, mais dont le foyer est plus ou moins éloigné. La sismicité vraie peut être très faible et même nulle et la sismicité apparente considérable; ce sera le cas d'un point situé en une région très stable, c'est-à-dire au sein de laquelle ne s'engendre aucun tremblement de terre, mais qui se trouve

par exemple à proximité d'un accident géologique souvent en mouvement. La sismicité vraie est celle qu'il importe de connaître pour rechercher les causes des tremblements de terre locaux, tandis que la sismicité apparente fera décider s'il y a lieu de prendre ou non dans une ville déterminée les précautions spéciales pour mettre ses édifices à l'abri des dommages. Sauf quand on le spécifiera, il s'agira indifféremment dans ce qui va suivre de la sismicité vraie ou apparente, puisque l'une et l'autre dépendent de la fréquence et de l'intensité des séismes observés. On va traiter de la détermination de ces deux derniers éléments.

La fréquence moyenne varie dans de très larges limites. Dans certains pays, elle est nulle ou à peu près; dans d'autres, elle dépasse tout ce qu'on aurait pu imaginer avant d'y avoir institué des observations systématiques : c'est ainsi que, par exemple, plus de 1 500 macroséismes ont agité le sol du Chili en 1909, ce qui correspond à une moyenne journalière de quatre tremblements sensibles. Pour une localité prise en particulier, la fréquence subit les variations les plus irrégulières, surtout à cause des répliques consécutives à tout séisme simplement notable et qui ne disparaissent que lentement. Aussi faut-il de longues années d'observations pour éliminer ces irrégularités et pour avoir une idée exacte de la véritable fréquence annuelle moyenne, tant les phénomènes

sismiques sont d'allure capricieuse et discontinue dans le temps, et des périodes de vive agitation sont séparées par des intervalles de repos souvent complet. On admet qu'une cinquantaine d'années ne sont pas de trop pour obtenir un résultat digne de foi.

Ce fut une véritable surprise quand parurent les catalogues de tremblements de terre publiés par l'association sismologique internationale. Le premier, celui de l'année 1903, comprenait près de 5 000 séismes observés sur toute la surface du globe et les volumes suivants se sont enrichis dans de si larges proportions au fur et à mesure que se sont développés les moyens d'observation, qu'on songe à limiter cette importante publication aux secousses les plus notables. Si l'on pense aux 1500 tremblements de terre observés au Chili en 1909 avant que le réseau des stations y ait été complètement installé et si l'on tient compte du grand nombre des pays où ne se font pas encore d'observations systématiques, on ne s'étonnera pas qu'on ait pu évaluer à plus de 30 000 le nombre annuel des tremblements de terre sensibles, ou bien près de un par quart d'heure. On n'oubliera pas que les mers occupent les trois quarts de la surface terrestre et que les tremblements sous-marins y passent généralement inaperçus. Sans même tenir compte des innombrables microséismes enregistrés par les sismographes, il n'y a

donc aucune exagération à affirmer que l'écorce terrestre est ici ou là en perpétuel mouvement, et que devient notre croyance innée en la fixité du sol sur lequel nous nous agitons?

Il est plus malaisé de tenir compte du facteur intensité, et un procédé rationnel consisterait par exemple à calculer pour une localité donnée la moyenne de la somme annuelle de l'accélération maxima de tous les tremblements de terre ressentis. La méthode entraînerait un travail considérable qui, du reste, suppose l'emploi d'appareils enregistreurs. On a aussi songé à simplifier le problème en se contentant de la somme des amplitudes, mais c'est accepter une très grossière approximation, puisque l'on néglige la période, élément tout aussi important.

On a pu, dans une certaine mesure, s'affranchir de la difficulté et, en tout cas, c'est le seul moyen d'opérer en dehors des stations sismologiques, en profitant de cette observation qu'en général le sol tremble fortement là seulement où il tremble fréquemment et *vice versa*. En d'autres termes, mais *grosso modo*, fréquence et intensité marchent de pair; on peut donc négliger celle-ci et ne tenir compte que de celle-là pour estimer la sismicité moyenne. Le procédé a donné des résultats assez satisfaisants, toutes les fois qu'on l'a basé sur d'assez longues périodes d'observations.

La recherche de la sismicité vraie des divers points d'un pays conduit à de très intéressants résultats si l'on choisit une représentation graphique appropriée sur une carte. Beaucoup de systèmes ont été employés, en particulier des courbes réunissant les localités d'égale fréquence, ou bien des hachures ou des teintes dégradées atteignant le même but. Mais ces modes de représentation présentent le très grave défaut d'être continus, alors que le phénomène à représenter est essentiellement discontinu, ainsi qu'on l'a dit tout à l'heure, de sorte que des points de sismicité vraie très faible ou même nulle peuvent avoisiner des localités constamment ébranlées. On en est venu, à cause de cet inconvénient, à employer pour chaque localité un cercle figuratif dont le diamètre est à une échelle conventionnelle en rapport avec le nombre de secousses y ayant eu leur origine, et ce système a été souvent très fécond parce qu'il permet de dévoiler sur une carte le rôle sismogénique de tel ou tel accident géologique le long duquel ces points s'alignent.

Pour résoudre le problème de la sismicité d'un grand pays, il faut y organiser des observations systématiques et il ne sera pas sans intérêt de dire quelques mots sur les méthodes employées et qui ont fait leurs preuves. Toutes les observations doivent arriver à un bureau central où elles sont étudiées et contrôlées, et comme le but principal

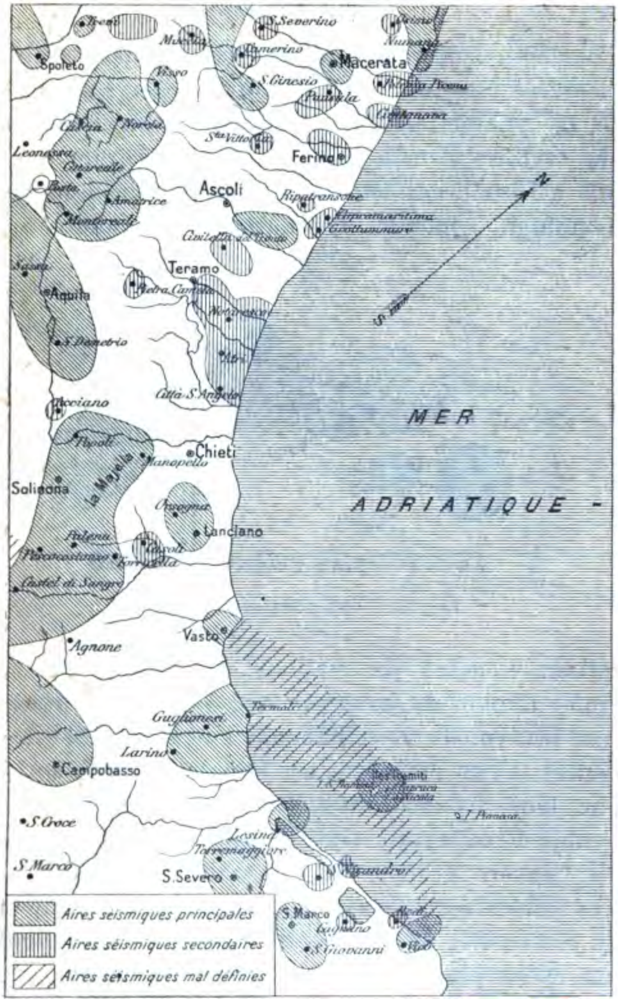
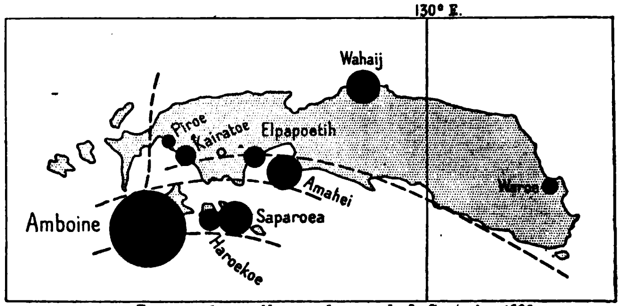


Fig. 33. — Carte sismique des Marches (d'après Baratta).

d'un service sismologique est l'étude des tremblements de terre du pays, il importe peu que près de ce bureau centralisateur existe ou non un observatoire sismologique de premier ordre destiné à l'étude des téléséismes et des questions de sismologie générale. On devra donc établir un



o *Epicentre du tremblement de terre du 30 Septembre 1899*
---- *Dislocations*

Fig. 34. — Dislocations de Céram.

certain nombre de stations de second ordre, toutes munies du même sismographe enregistreur dont le rayon de surveillance soit de 400 à 500 kilomètres, et on disposera ces stations de telle sorte que leur distance mutuelle ne dépasse pas le double de ce rayon. Ainsi aucune secousse notable n'échappera à l'observation, mais on prendra les très faibles secousses et on n'aura pas le moyen de déterminer les limites de l'aire d'ébranlement des chocs plus importants. Pour y remédier, on complétera le réseau de stations de troisième

ordre munies d'un sismoscope de modèle uniforme. Mais il en faudrait un nombre considérable, ce qui occasionnerait de fortes dépenses. On est ainsi amené à augmenter les moyens d'information en profitant de concours bénévoles et en outre en chargeant les fonctionnaires publics disséminés dans les moindres villages de noter tous les tremblements de terre sensibles conformément à des instructions très simples. Ce seront les maîtres et maîtresses d'école, les chefs des stations de chemins de fer, les télégraphistes, les gardiens de phares, etc. On peut aussi instituer des cartes postales spéciales circulant sans frais. Tous ces documents arrivent au bureau central où on les corrige les uns au moyen des autres. Une organisation de ce genre suffit pour compléter les renseignements sismographiques de tous les tremblements de terre sensibles du pays.

Il s'est formé cette opinion courante qu'à notre époque et surtout en ces dernières années, les catastrophes sismiques se font de plus en plus fréquentes de par le monde et, en effet, il ne se passe guère de semaines sans que les observatoires sismologiques ou les journaux n'annoncent quelque tremblement de terre plus ou moins destructeur survenu dans les parties les plus reculées de la surface terrestre. Ce résultat est uniquement dû au récent développement des communications télégraphiques dont le réseau couvre maintenant

tout le globe comme une toile d'araignée aussi vaste que serrée. Autrefois, au contraire, et il y a seulement un demi-siècle, bien des tremblements de terre destructeurs restaient complètement ignorés, ou ne parvenaient que très longtemps après à la connaissance des seuls érudits. Et combien de régions actuellement habitées et mises en valeur par une intense civilisation qui n'offraient naguère au fléau que d'immenses solitudes à bouleverser, là où maintenant il peut renverser de florissantes cités? Il faut donc écarter toute exacerbation périodique des phénomènes sismiques désastreux, dont le danger ne cesse d'ailleurs pas de croître en raison du développement même de la civilisation et des énormes constructions qu'elle entraîne avec elle, sans qu'on prenne plus de précautions qu'autrefois contre les tremblements de terre.

On peut évaluer à une trentaine au moins le nombre annuel des tremblements de terre plus ou moins destructeurs.

CHAPITRE XI

GÉOGRAPHIE SISMIQUE ET VOLCANIQUE

Aucun phénomène de la vie du globe n'affecte à sa surface des aires plus strictement limitées que les tremblements de terre et ils sont le peu enviable privilège de pays toujours les mêmes, pourvu qu'on embrasse d'assez longues périodes de temps d'observations. On doit en conclure immédiatement qu'ils ne sont pas la conséquence d'actions nées au sein d'un milieu général tel qu'un noyau interne visqueux et fluide, incandescent ou non; cette simple remarque exclut tout aussi bien des influences cosmiques dont l'effet ne saurait être localisé en des points particuliers de la surface terrestre, et c'est ainsi, par exemple, que les marées dues à l'attraction luni-solaire se font sentir partout, du moins là où il y a des masses océaniques à faire mouvoir. On

voit de suite que la connaissance de la répartition géographique des régions à tremblements de terre sera la base fondamentale de la recherche de leurs causes, si l'on parvient à mettre en lumière quelque propriété particulière à ces régions et qui les distingue de celles où le sol ne tremble point.

Seulement à notre époque le problème pouvait être abordé avec quelque espérance de succès; il fallait, en effet, que non seulement la terre eût été explorée tout entière, mais encore étudiée scientifiquement, car autrement on aurait risqué de voir découvrir ultérieurement des régions sismiquement instables non encore soupçonnées, auxquelles auraient pu ne pas s'appliquer les caractères distinctifs attribués hâtivement à une partie restreinte des pays à tremblements de terre. Or c'est à la fin du XIXe siècle que la reconnaissance de la planète a été suffisamment avancée partout et que l'on a su avec précision quels points particuliers de sa surface menacent les séismes. Si cependant il avait fallu attendre une détermination numérique exacte de la sismicité de toutes les parties du globe pour établir la géographie sismique et en tirer les résultats qu'elle comporte, la solution du problème aurait été reculée jusqu'à un lointain avenir, mais fort heureusement deux faits d'observation sont venus permettre de parer à la difficulté.

Le premier de ces faits consiste en la pérennité

de l'instabilité ou de la stabilité sismique en un point donné. Pline l'ancien avait déjà dit : là où il a tremblé, il tremblera; et cette vérité qu'il constatait en s'appuyant sur l'histoire déjà longue et bien connue de son temps des tremblements de terre du bassin méditerranéen, a été successivement vérifiée pour toutes les parties du monde que les découvertes géographiques nous ont fait connaître depuis le XV[e] siècle. Nulle part l'observation du grand naturaliste n'a pu être mise en défaut, et nous pouvons la compléter par sa contrepartie négative, à savoir que l'homme n'a jamais vu se transformer en région à tremblements de terre un pays qui en eût été indemne auparavant. On est donc certain qu'une région est instable, si l'on y connaît seulement un désastre. Cela ne signifie pas que les régions instables soient forcément immuables à la surface du globe, mais seulement qu'elles n'ont pas varié depuis que l'homme conserve dans ses annales écrites, ou même dans ses traditions, le souvenir des catastrophes dues aux tremblements de terre, l'échelle des temps historiques étant insuffisante pour permettre d'enregistrer les changements de sismicité qui accompagnent, on le verra plus loin, l'évolution du relief terrestre. Les vieilles annales de la Chine ont fourni au savant jésuite Hoang une longue liste de près de 600 tremblements de terre qui, depuis le XVIII[e] siècle avant notre ère, n'ont

jamais ébranlé d'autres provinces que celles où ils sévissent à notre époque.

On ne manquera pas de noter combien ce caractère de constance de l'activité sismique, grande ou petite dans un lieu donné, différencie nettement les tremblements de terre des manifestations volcaniques. On sait bien, en effet, que, depuis les temps historiques plusieurs volcans se sont formés soudainement là où il n'en existait pas trace, et l'on ne compte pas ceux qui, à la vue de l'homme, ont pour toujours éteint leurs bouches ignivomes. Il y a entre les volcans et les tremblements de terre une différence fondamentale sur laquelle on n'a pas suffisamment insisté jusqu'à présent et qui, avec beaucoup d'autres arguments, milite en faveur de leur indépendance mutuelle.

Dans le détail, on ne possède pas sur la sismicité de toutes les régions du globe des notions qui permettent de la réduire en valeur numérique, les observations systématiques étant ici trop récentes et là encore à leur début ou même inexistantes. Pour que les résultats connus fussent comparables entre eux, il a donc fallu se contenter d'une échelle large et à trois degrés seulement : régions *asismiques*, *pénésismiques* et *sismiques*. Dans les premières, les tremblements de terre sont un phénomène parfois inconnu, le plus souvent exceptionnel et, dans ce cas, ils y sont toujours d'insignifiante intensité. Les régions

sismiques sont caractérisées par des désastres à des intervalles plus ou moins longs et la fréquence habituelle des petites secousses, pour varier dans de larges proportions, y est toujours considérable. Les régions pénésismiques enfin occupent une situation intermédiaire quant à la fréquence et à l'intensité, mais n'ont jamais été, ni ne seront jamais d'après la remarque de Pline, pas plus d'ailleurs que les régions asismiques, désolées par des tremblements de terre dévastateurs, du moins à l'échelle des temps historiques. Malgré leur vague ces définitions ont suffi pour permettre d'établir sur des bases solides les grandes lignes d'une géographie sismique que nous allons esquisser succinctement pour en tirer plus loin d'importantes déductions quant à la genèse des tremblements de terre.

Une description des régions instables ne serait qu'une nomenclature aride et désordonnée et qui pourrait être tout aussi bien alphabétique, si, au lieu de l'exposer d'après des divisions conventionnelles, on ne profitait de la propriété dont jouissent ces régions de former à la surface du globe des bandes continues, c'est-à-dire que l'on peut passer des unes aux autres sans autres lacunes notables que celles dues à l'interposition des océans. Nous commencerons par le bassin méditerranéen dont les tremblements de terre sont bien connus depuis l'antiquité classique, et l'embou-

chure du Tage sera un commode point de départ, ayant été le théâtre du désastre de Lisbonne du 1er novembre 1755, un des événements sismiques les plus considérables dont l'homme ait jamais été le témoin.

La région sismique lusitanienne se relie à celle de l'Andalousie, que seulement un étroit bras de mer sépare de celles de l'Afrique du nord-ouest, Maroc et Algérie. L'Adriatique est tout entière encerclée de régions à tremblements de terre qui de la Sicile aux Alpes par les Apennins et des Alpes aux Balkans, vont rejoindre le bassin tout entier instable de la mer Égée.

L'Anatolie et, plus à l'est, l'Arménie forment un remarquable centre d'irradiation de régions sismiques. Au nord, un premier faisceau comprend le Caucase et va se perdre dans le sud du gouvernement de Tomsk par le Turkestan russe et chinois au pied du Tien-Chan et du Pamir pour ne se terminer qu'au lac Baïkal. Au sud, un court rameau embrasse le Liban et ses dépendances jusqu'à Jérusalem. Entre les deux, part vers l'est-sud-est une étroite et longue bande qui, traversant la Perse en diagonale par les chaînes du Kurdistan et du Louristan, se prolonge jusqu'au pied méridional de l'Himalaya par le Béloutchistan et l'Afghanistan. Les dépendances de l'Himalaya, Assam, Tibet oriental et Birmanie, continuent l'étroite zone par Sumatra, Java, les Moluques et

la Nouvelle-Guinée, puis, faute sans doute de grandes terres émergées, l'instabilité s'éparpille dans les îles du Grand Océan, Mariannes, Salomon, Fidji, Tonga et Samoa, Sandwich. Sans changer de direction générale, les Antilles, le Vénézuéla, les Açores et les îles du Cap Vert nous ramènent au travers de l'Atlantique jusqu'au point de départ de Lisbonne pour y fermer cette immense ceinture des régions à tremblements de terre redoutables.

Tout le pourtour du Pacifique est jalonné de régions sismiques à peu près ininterrompues. Elles débutent au Chili par le quarantième parallèle et s'étendent jusqu'à l'Alaska, mais en se maintenant sur le versant occidental des Andes et des Rocheuses, sauf en quelques points, comme l'Argentine occidentale, ou l'Équateur et la Colombie, là où les chaînes se dédoublent. Cette seconde ceinture va se fermer, du côté opposé, à la Nouvelle-Zélande en embrassant les arcs en guirlande qui bordent l'Extrême-Orient, Aléoutiennes, Kamtchatka, Kouriles, Japon, Formose, Moluques et la chaîne orientale de l'Australie.

Le Centre-Amérique et les Moluques sont les nœuds communs des deux bandes succinctement décrites et qui sont approximativement couchées le long de deux grands cercles de la sphère terrestre faisant entre eux un angle voisin de 67 degrés, celui de l'équateur et de l'écliptique ; mais c'est là

une coïncidence simplement curieuse, ou du moins il est actuellement impossible de lui soupçonner une signification, si tant est qu'elle en ait une.

Les régions pénésismiques s'entremêlent çà et là entre les régions sismiques des deux bandes dont l'instabilité n'atteint pas partout son maximum et qu'elles ne laissent pas que d'élargir. Au contraire des régions sismiques, elles sont discontinues et forment des sortes d'îlots. Nous citerons seulement les Pyrénées, l'Islande, les Carpathes et surtout en Afrique la grande fracture longitudinale qui s'étend de l'Abyssinie au Zambèze.

Ces deux cercles d'instabilité sismique maxima ont reçu les noms d'Alpin-Himalayen et de Circum-pacifique. Leur existence a été établie par une patiente statistique portant sur un nombre énorme d'observations et à eux seuls ils comprennent plus de 90 p. 100 des tremblements de terre connus. On voit combien peu il en reste pour les régions pénésismiques séparées de ces cercles, et la part des régions sismiques se réduit à presque rien en dépit de la surface considérable qu'elles occupent, plus des trois quarts des terres émergées.

La répartition générale des volcans actifs à la surface du globe est connue depuis bien plus longtemps que celle des régions à tremblements de terre, sans doute parce qu'une éruption est un phénomène de durée souvent considérable et par suite frappe plus l'attention qu'un fugitif mouve-

ment du sol. Quoi qu'il en soit, les formes des mappemondes sismique et volcanique sont assez semblables pour que la seconde se superpose à peu près à la première, et l'expression classique de cercle de feu du Pacifique pourrait s'appliquer au cercle circumpacifique d'instabilité maxima. La coïncidence est beaucoup moins exacte pour le cercle alpin-himalayen, et nous allons voir que, dans le détail, les faits ne se présentent pas aussi simplement qu'on pourrait le penser.

Un très grand nombre de régions de haute sismicité sont très loin de tout volcan actif ou même éteint récemment, soit pendant la période historique, soit pendant les derniers temps géologiques, époque quaternaire, ou fin de l'époque tertiaire. Ce seront en Europe les régions instables du bassin occidental de la Méditerranée, celles des Balkans; en Asie, le Tien-Chan et les vastes pays qui s'étendent du Khorassan à l'Assam. En Amérique, on citera la Californie centrale et méridionale, les Grandes Antilles, le Vénézuéla et le Pérou, tandis qu'au Chili, l'activité volcanique actuelle commence précisément vers le sud quand cesse l'instabilité sismique. Cette indépendance entre la localisation géographique des régions à volcans actifs ou récemment éteints, et de celles à tremblements de terre, s'accentue plus encore pour les régions pénésismiques, comme les Pyrénées, l'Écosse, la Scandinavie, la Nouvelle-Angle-

terre, le bassin moyen du Mississipi, etc. ; nous ne nous y arrêterons pas davantage.

S'il y a beaucoup de régions sismiques loin de tout volcan, il est cependant plus malaisé de citer des volcans actifs loin de toute région instable. On notera le Cameroun, le volcan de Médine en Arabie, ceux des Comores, de la Réunion, de Beeren-Eiland, l'Erebus et le mont Terror.

On remarquera aussi que les quelque quatre cents volcans qui ont eu des éruptions depuis que l'homme a pu en consigner le souvenir ne sont que des points perdus au milieu des immenses surfaces sujettes aux tremblements de terre. On peut donc dire que les séismes constituent un phénomène beaucoup plus répandu et plus général que les éruptions volcaniques, puisqu'il y a beaucoup plus de régions instables sans volcans actifs que de bouches ignivomes au milieu de pays stables.

En définitive et en dépit d'une opinion vulgaire très fortement enracinée, mais actuellement abandonnée dans les milieux compétents, éruptions volcaniques et tremblements de terre sont deux genres de phénomènes naturels dont la distribution géographique, malgré des traits communs indéniables, dénote cependant une indépendance mutuelle assez marquée. Nous aurons encore l'occasion d'attirer l'attention sur cette indépendance au moyen d'autres arguments fournis par la seule observation des faits.

CHAPITRE XII

RELIEF TERRESTRE ET TREMBLEMENTS DE TERRE

La répartition des régions à tremblements de terre à la surface du globe, limitées qu'elles sont, comme on l'a constaté, à deux étroites ceintures autour de la planète, est trop singulière pour être l'effet d'un simple hasard et il nous faut en chercher la signification relativement à la Face de la Terre, suivant l'heureuse expression devenue classique depuis les admirables travaux de Suess et qui résume l'ensemble des traits du relief émergé et immergé. En d'autres termes, quels sont les caractères géographiques et géologiques communs à ces régions instables et les différenciant de celles où le sol ne tremble pas? Si l'on peut résoudre ce problème préliminaire, nul doute que l'on ait fait un grand pas vers l'explication des phénomènes

sismiques. Pour le moment, nous ne nous occuperons que du premier aspect de la question, les caractères géographiques.

Déjà les anciens avaient noté que les tremblements de terre sont plus particuliers aux pays montagneux, ou tout au moins accidentés, et, allant plus loin, quelques uns des philosophes de l'antiquité classique, devançant leur temps, eurent la nette intuition qu'il s'agit d'un phénomène orogénique, c'est-à-dire lié à la formation des montagnes. Cette conception bientôt oubliée, parce qu'elle n'était alors basée que sur de trop insuffisantes observations, est revenue au jour dès qu'on put se rendre un compte exact du véritable relief de certaines masses continentales et de la manière dont les régions instables s'y distribuent relativement à ce même relief. L'Amérique du Sud, dont les côtes occidentales ont été le théâtre de catastrophes célèbres, est le continent qui nous permettra la plus claire exposition du sujet.

Que l'on considère, en effet, une section de l'Amérique du Sud le long d'un parallèle quelconque, au travers de la Colombie, de l'Équateur, du Pérou, ou du Chili, et l'on sera tout de suite frappé de la forme du profil obtenu. Le long de la côte du Pacifique règnent des profondeurs considérables; des abîmes de 4 000 à 7 000 mètres y forment un chapelet de longues et étroites fosses séparées entre elles par des seuils plus ou moins

relevés, et dont le fond vers l'ouest remonte se raccorder avec les profondeurs moyennes, moindres et assez uniformes dans leur ensemble, de l'immense cuvette formée par le Grand Océan. Vers l'est, le spectacle change du tout au tout; un raide et court talus se dresse jusqu'au niveau d'une côte, abrupte aussi et parfois même montagneuse, et le tout va s'élevant rapidement pour rejoindre les sommets altiers des Andes qui par 6 000 et 7 000 mètres d'altitude dominent la limite des neiges éternelles. Une fois la crête franchie, le gigantesque bourrelet montagneux qui surplombe de 12 à 14 000 mètres le fond du Pacifique, ne s'abaisse plus vers l'est qu'à peine à mi-hauteur, et à son pied oriental s'étalent en une douce et immense pente la forêt amazonienne ou la pampa argentine, qui s'en vont insensiblement gagner le littoral généralement sans relief notable de l'Atlantique. Là aucun ressaut notable ne marque la frontière du domaine océanique et c'est avec la même absence de pente que le profil se continue pour aller rejoindre très loin vers l'ancien Monde le fond de cet océan.

Or il tremble à peu près exclusivement sur l'étroite bande pacifique, c'est-à-dire sur le talus de quelque 12 000 mètres qui, d'un seul jet, raccorde le fond des abîmes immergés à la crête de la Cordillère. Le profil de l'Amérique du Sud est essentiellement dissymétrique et les tremblements

de terre caractérisent à peu près exclusivement son raide versant occidental.

Dans l'Amérique du Nord, les circonstances se compliquent par l'interposition entre les deux océans du haut massif mexicain et du bassin fermé de l'Utah entre la Sierra Nevada et les Montagnes Rocheuses. Mais la dissymétrie subsiste et les tremblements de terre restent confinés vers l'ouest.

La bordure orientale du continent asiatique n'est qu'une répétition de ces circonstances si, au lieu de considérer les côtes mêmes, on s'en réfère seulement aux chapelets d'îles qui du détroit de Behring aux Moluques séparent le littoral du Grand Océan. Là aussi les régions sismiques bordent de profonds abîmes océaniques collés contre ces archipels, tandis qu'entre les îles et le continent beaucoup moins instable s'étalent des mers plates.

Sumatra et Java ne souffrent des tremblements de terre que sur leurs côtes de l'océan Indien, qui surplombent une longue et profonde fosse sous-marine, tandis que les pentes tournées vers les détroits sont peu inclinées et n'en subissent guère les atteintes.

Si nous considérons, au contraire, une grande chaîne dont le pied comme l'Himalaya, au lieu d'être baigné par la mer, domine de vastes plaines, ici la vallée du Gange, nous retrouvons la même dissymétrie puisque au nord s'étendent les hautes

terres du Tibet. Les tremblements de terre n'ébranlent que le versant méridional.

Il serait facile d'allonger cette liste et nous verrions que partout les régions sismiques caractérisent le côté le plus raide des hautes chaînes, qu'il soit ou non baigné par la mer, et ici la présence de l'élément liquide n'est qu'un phénomène tout à fait accessoire et indifférent.

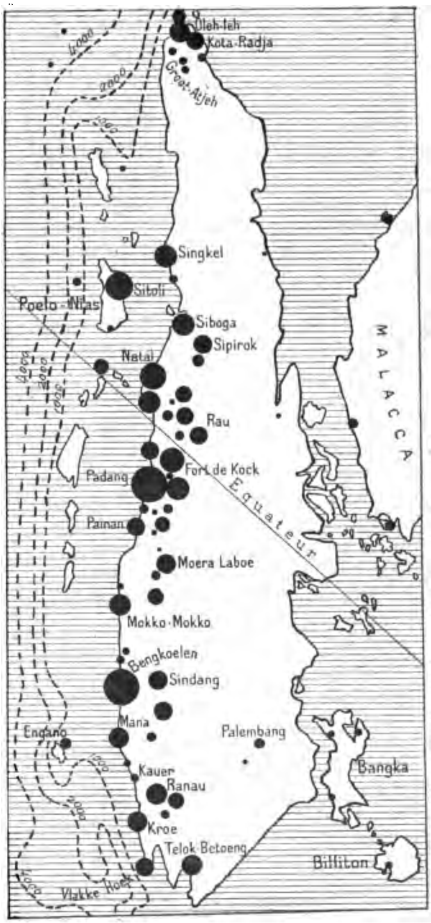


Fig. 35. — Sumatra.

Cette dépendance intime entre le relief et la sismicité ne se restreint pas seulement aux grandes chaînes de

montagnes ou principales lignes de corrugation de l'écorce terrestre, elle se manifeste encore dans de nombreux détails. Considérons par exemple la Cordillère des Andes au Chili; au sud du 38ᵉ parallèle, elle s'abaisse notablement tandis qu'en même temps les profondeurs océaniques diminuent dans la même proportion, de sorte que les terres magellaniques reposent sur un socle peu profondément immergé qui s'avance très loin vers l'ouest. Tant par le haut que par le bas, le relief absolu des Andes au-dessus du fond du Pacifique est presque insignifiant par rapport à ce qu'il est à la latitude du centre du Chili. Or les tremblement de terre s'atténuent au sud du 42ᵉ parallèle, puis, plus au sud encore, disparaissent presque entièrement jusqu'au cap Horn.

Examinons en Europe trois chaînes bien connues, les Apennins, les Alpes et les Pyrénées. Si l'on compte le relief de la première au-dessus du fond de la mer Tyrrhénienne, cet ordre est précisément celui de leurs altitudes respectives. Or les séismes de l'Italie sont fréquents et redoutables, ceux de la Suisse, de la Savoie et de la vallée du Pô rarement dangereux et ceux de l'Espagne septentrionale ou de l'Aquitaine assez anodins. Dans les trois chaînes, les tremblements de terre sont proportionnés au relief — nous ne disons pas *proportionnels*, ce mot impliquant une précision qui n'est pas dans la nature des choses.

Si partout les abords des hautes chaînes de montagnes sont sismiquement instables, et cette règle ne souffre pour ainsi dire aucune exception notable, c'est avec la même généralité que, par contre, les grandes aires continentales plates sont à l'abri des tremblements de terre, comme le Canada, la Russie, la Sibérie, le Sahara et l'Afrique méridionale, la pampa argentine, l'Amazonie et les vastes plaines des États-Unis.

Nous tiendrons donc pour établi, par la seule observation, que les tremblements de terre sont particuliers aux hauts reliefs terrestres et nous aurons à rechercher plus tard si ces régions à la fois saillantes et instables ne possèdent pas quelque autre caractère géologique les différenciant à ce point de vue des régions plates et stables.

CHAPITRE XIII

EFFETS DES TREMBLEMENTS DE TERRE SUR LE SOL ET TOPOGRAPHIE SISMIQUE

Les effets des tremblements de terre sur le sol ont de tout temps attiré l'attention; ils sont multiples et leur étude s'impose avec d'autant plus de force qu'ils constituent à la longue un puissant facteur de transformation du relief terrestre.

Le plus commun de ces effets extérieurs est la production de crevasses. En général, elles affectent de préférence les terrains meubles, sans grande consistance, surtout au voisinage des lignes le long desquelles le sol est coupé d'escarpements : bords de rivières, de canaux ou de fossés; crêtes de hauteurs plus ou moins abruptes et de falaises. Enfin elles ont une tendance à s'ouvrir en séries parallèles et rapprochées. Leur longueur dépasse rarement quelques centaines de mètres et leur largeur se mesure par décimètres. C'est très excep-

tionnellement que leur dimension transversale a été suffisante pour leur permettre, en se refermant, d'engloutir des personnes, des têtes de bétail et à plus forte raison des habitations, dernier genre d'accident dont les relations ne sont pas toutes légendaires cependant.

Le mécanisme de la formation des crevasses du sol est assez simple. D'abord leur situation fréquente au bord d'escarpements montre que souvent elles résultent de ce que les molécules terrestres placées de la sorte ont toute liberté de se mouvoir et de se séparer de leurs voisines au moment du tremblement de terre, sans quoi le sol n'aurait pu se fendre. Il se passe là quelque chose de tout à fait analogue à cette expérience de physique élémentaire bien connue, où l'on dispose en ligne une série de billes élastiques ; en frappant celle d'une extrémité, celle de l'extrémité opposée se meut seule et se sépare vivement de la série. C'est en conséquence de ce phénomène que le mouvement sismique acquiert une bien plus grande amplitude à la surface du sol qu'à une certaine profondeur même assez faible ; des expériences exécutées au Japon en plaçant un sismographe à la surface du sol et un autre en dessous au fond d'un puits ont prouvé qu'une profondeur de trois à quatre mètres suffit pour réduire aux deux tiers ou aux quatre cinquièmes de sa valeur l'amplitude du mouvement sismique. On conçoit facilement la grande impor-

tance de ce fait en ce qui concerne les constructions asismiques : il suffira de profondes fondations pour diminuer dans une large mesure l'impulsion du tremblement de terre sur un édifice, surtout si on monte ses fondations sans contact avec le sol meuble environnant pour arriver jusqu'à la terre en place. Cela explique cette croyance répandue dans certaines villes exposées aux séismes que des fossés profonds y diminuent le péril sismique, et déjà les Anciens avaient connaissance du fait. C'est pour ce motif aussi que bien des tremblements de terre ne se font pas sentir dans les mines profondes, et il est arrivé parfois qu'en remontant au jour des mineurs ont trouvé leurs villages renversés sans s'être doutés un instant qu'il avait tremblé violemment à la surface.

L'inertie et les différences de phases ne laissent pas non plus d'intervenir dans la formation des crevasses du sol et l'on comprend bien que les vagues gravifiques peuvent y contribuer aussi quand le sol n'est pas assez élastique pour reprendre sa forme primitive après le passage de ces ondes.

Parfois les crevasses se disposent radialement autour d'un centre en s'ouvrant dans toutes les directions semblables à celles que produit le dessèchement d'un sol argileux. Le passage d'ondes sismiques réfléchies ou interférées contre de solides massifs du voisinage s'affirme ainsi et le tremble-

ment de terre des Calabres du 20 février 1783 en a fourni des exemples restés classiques.

La profondeur des crevasses est généralement

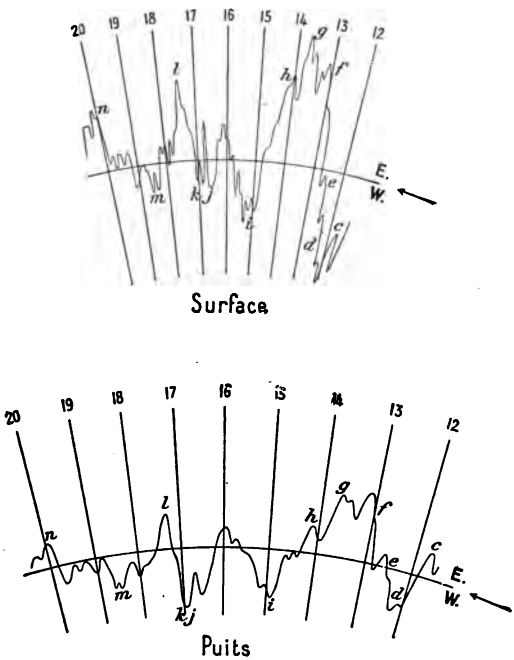


Fig. 36. — Portions de sismogrammes obtenus à la surface du sol et au fond d'un puits lors du tremblement de terre de Tokyo du 18 février 1889 (d'après Seikiya).

faible et elles ne semblent affecter que les parties superficielles du terrain; elles se referment rapidement, et ne se rencontrent guère en dehors de la

région épicentrale. Phénomène secondaire, elles peuvent cependant prendre parfois une importance capitale, lorsque, disposées en lignes, elles s'étendent sur de grandes distances, des centaines de kilomètres, comme cela s'est présenté en Californie lors du tremblement de terre du 18 avril 1906. Elles courent alors en complète indépendance du relief et de la constitution du terrain, traversant plaines et coteaux, rivières et vallées, roches compactes et alluvions. Elles jalonnent dans ce cas à la surface du sol du pays ébranlé la trace d'un grand accident géologique profond, fracture ou faille, qui se sera produit au moment du tremblement de terre, ou aura été le théâtre d'un mouvement, s'il existait antérieurement. De tels événements sont de la plus grande importance relativement à la genèse des tremblements de terre, et nous aurons l'occasion d'y revenir longuement. Il suffit pour le moment de signaler la différence essentielle qui les distingue des simples crevasses.

La vue d'une carrière quelconque, ou d'un escarpement rocheux naturel, montre le nombre énorme des fractures, ou diaclases, qui découpent les roches les plus solides. Elles ne correspondent pas toutes à des failles, c'est-à-dire qu'il n'y a pas toujours dénivellation relative des lèvres de la dislocation. Et si l'on ne conçoit guère comment ces ruptures violentes auraient pu se produire sans tremblements de terre, il n'en va pas ainsi quant à

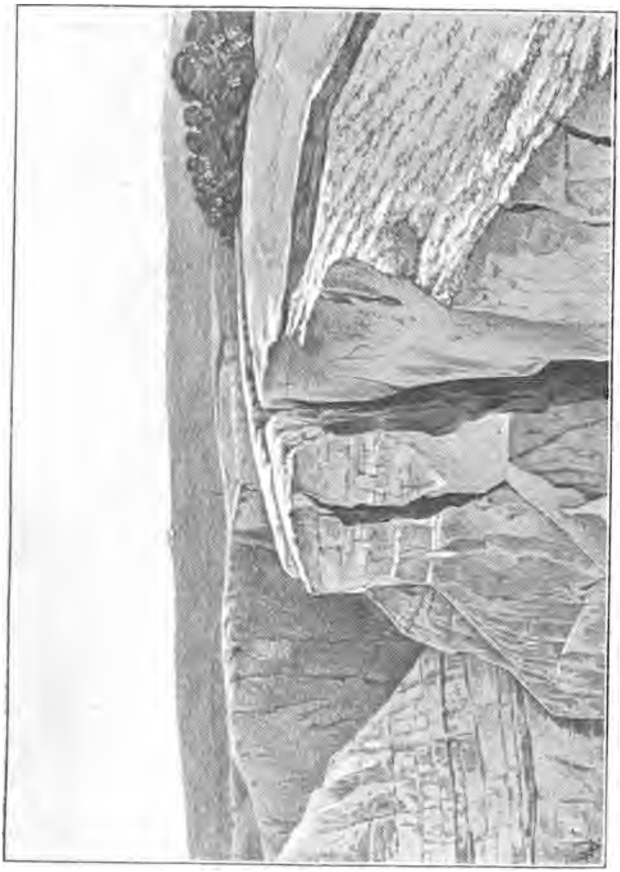


Fig. 37. — Effets des vibrations marginales au bord du plateau de grès de Balparram (Garo Hills), le 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).

la dénivellation elle-même, en un mot quant à la formation d'une faille, l'observation va nous le prouver. En 1902, une très légère secousse ébranlait la mine Kaiser Wilhelm II, près de Klausthal, et immédiatement après l'on constatait dans les puits et les galeries d'exploitation la production d'une longue fissure; les deux phénomènes avaient été évidemment connexes. Puis on s'aperçut que les deux blocs terrestres, ainsi violemment séparés, glissaient l'un par rapport à l'autre; à la rupture succédait une faille, mais avec quelle lenteur : une dénivellation relative de 30 millimètres en cinq années! On voit combien il est téméraire, quand on manque de preuves de fait, d'affirmer qu'une faille de la région épicentrale d'un tremblement de terre est responsable du mouvement sismique; c'est cependant ce que l'on fait trop souvent.

Les grands tremblements de terre sont aussi accompagnés souvent de grands éboulements qui modifient la surface du sol à un haut degré, et cet effet peut atteindre des proportions gigantesques. C'est ainsi que, le 12 juin 1897, le bord abrupt du plateau de l'Assam a été littéralement précipité dans la dépression des Sylhet Streams, qui s'étale le long et au pied de son talus méridional. Alors des forêts entières descendent le long des pentes, d'énormes masses de terres et de rochers dévalent dans les plaines ou les vallées, ensevelissant habitations et villages, et les matériaux accumulés

barrent de larges vallées. Il se forme ainsi des digues temporaires qui arrêtent le cours des eaux et la finale débâcle peut causer les plus graves désastres, ainsi à Valdivia (Chili), en 1575.

La trace de ces éboulements persiste longtemps après le tremblement de terre sous forme de pentes dénudées, sortes de cicatrices au milieu des champs cultivés ou des forêts. Mais ces accidents n'ont rien de forcément sismique et se produisent dans tous les pays de relief accidenté et à précipitations atmosphériques abondantes, surtout quand des couches argileuses recouvrent des pentes raides. Il est à remarquer que bien rarement l'arrivée des matières éboulées au pied des pentes a donné lieu à des tremblements de terre, et l'on peut citer des pays comme le Chili austral et la Bolivie où ces phénomènes atteignent d'énormes proportions sans le moindre ébranlement du sol. Cette observation a son importance, comme on le verra plus loin. En tout cas, les éboulements produits directement par les tremblements de terre sont préparés par l'érosion, sinon le décollement entre les couches superficielles plus ou moins meubles et les roches plus profondes n'aurait pas lieu.

Quand des couches imperméables permettent à l'eau de s'accumuler à peu de profondeur, les grands tremblements de terre sont accompagnés d'un intéressant phénomène. Des trous circulaires s'ouvrent et il en sort, parfois lancées à grande

hauteur, des masses considérables de liquide; si, au contraire, l'eau est éjectée lentement et se trouve en même temps mélangée de terre et de sable, ces matières se déposent en bourrelet saillant autour de l'orifice et il en résulte de petits cratères en miniature, dont le diamètre peut atteindre plusieurs mètres. Quand des matières organiques souillent les eaux, il s'ensuit des odeurs caractéristiques, auxquelles on a souvent attribué une origine volcanique; l'erreur commise est évidente.

Ces *craterlets*, — le mot anglais est passé en sismologie, — se sont produits sur une très grande échelle en 1811 au tremblement de terre de la Swampy Country, dans la vallée centrale du Mississipi, et ils s'y sont conservés pendant de longues années sous forme de buttes, qui donnaient à la région un caractère topographique très particulier.

Des matières compactes peuvent ultérieurement remplir les craterlets et, grâce à ce phénomène de sédimentation, il en est qui ont été retrouvés dans des couches géologiques très anciennes, attestant ainsi que des tremblements de terre s'y produisaient dans des conditions absolument identiques à celles de nos jours.

Souvent les tremblements de terre causent des perturbations, temporaires ou de longue durée, dans le régime des sources, thermales ou non.

Leur débit et leur température sont modifiés; certaines disparaissent et d'autres prennent naissance. Ces effets sont si facilement explicables, qu'il serait inutile d'y insister beaucoup; les eaux souterraines circulent le long de fissures qu'elles élargissent peu à peu par dissolution et il en résulte des vides qu'un tremblement de terre peut obstruer par éboulement, tandis que des voies nouvelles s'offrent à la circulation souterraine. Il est très douteux que ces phénomènes précèdent des séismes et par suite puissent servir à leur prévision, comme on l'a souvent avancé sans preuves; des recherches systématiques effectuées en Italie dans ce sens n'ont jusqu'à présent donné aucun résultat positif.

On s'est demandé si les grands tremblements de terre n'occasionnent pas des modifications importantes dans l'ensemble du relief de la région la plus secouée, en d'autres termes s'il n'en peut résulter parfois des changements notables dans la position relative des sommets d'une triangulation géodésique antérieure dans le sens horizontal et vertical tout à la fois. Le fait a été plusieurs fois annoncé sans observations décisives à l'appui, parce que ces mouvements étaient du même ordre de grandeur que les erreurs d'observations. Mais, dans d'autres cas, au contraire, ainsi en Californie après le désastre de 1906, des retriangulations, faites précisément dans ce but, ont démontré la



Fig. 38. — Crevasses et cratères de sable formés sur la côte d'Achaïe lors du tremblement de terre de Kalamaki du 26 décembre 1861 (d'après J. Schmidt).

nouvellement surélevé. Peu de ces faits ont été soumis à un examen scientifique, mais, d'après ce qui précède, leur réalité ne saurait être niée en principe et les changements de niveau constatés par les retriangulations suffisent à prouver le bien fondé de ces observations, au moins pour quelques-unes.

Il règne dans beaucoup de pays, et en particulier au Chili, cette croyance que les tremblements de terre sont accompagnés d'un soulèvement du littoral. Par une discussion très serrée des relations, d'ailleurs souvent contradictoires entre elles, Suess a montré que le fait ne saurait être considéré comme acquis, et c'est à la même conclusion qu'est arrivé le géographe Steffen relativement à une affirmation de ce genre soutenue au sujet du désastre de Valparaiso du 16 août 1906. Qu'une côte se soulève ou s'affaisse lentement, le fait est certes bien démontré pour un très grand nombre de points du globe, les terrasses marines surélevées ou immergées en font foi, mais ce sont là mouvements séculaires, ou « bradysismes », qui se produisent aussi bien dans des régions stables que dans d'autres sujettes aux ébranlements sismiques, et la question est toute différente en ce qui concerne de semblables mouvements qui auraient eu brusquement lieu au moment même d'un tremblement de terre. Des nivellements de précision peuvent

seuls résoudre la question dans chaque cas particulier, et l'on sait depuis les recherches de Lallemand sur ce problème combien ces opérations sont délicates. Il est vraisemblable que les prétendues observations dont il s'agit se réduisent en réalité à des changements de niveau locaux, comme des tassements de plages meubles. Cependant des dénivellations se sont produites dans le Japon central au tremblement de terre du 28 octobre 1891.

En circulant souterrainement le long des diaclases des roches, les eaux, surtout si elles sont calcaires, élargissent progressivement leur voie en entraînant par dissolution les matières qui forment leurs parois. Ainsi se constituent des réseaux compliqués de grottes dont les voûtes peuvent s'effondrer, quand leur portée dépasse certaines limites; alors le sol s'affaisse à la surface, ou s'ouvre en puits naturels plus ou moins profonds : avens des causses. Il en résulte, si le phénomène prend une certaine ampleur, ce qu'on appelle des pays karstiques, percés partout comme de véritables écumoires, et dont le nom, maintenant adopté en géographie, est tiré de l'Istrie, où domine ce genre de singulier paysage. Ces éboulements accompagnent parfois de légers tremblements de terre, ou inversement de forts séismes les provoquent. Il devait donc en être fait mention ici et nous aurons à y revenir.

Quand tous les changements de relief que nous venons de décrire s'accumulent dans la région épicentrale d'un grand tremblement de terre important, dénudation de pentes, barrages de vallées, formation de marécages ou d'étangs de situation anormale, affaissements, fractures et failles, etc., bien que, au bout de peu d'années, l'érosion ait pu en adoucir les formes et la végétation en masquer les contours, il n'en reste pas moins un ensemble de traits permanents très spéciaux et bien reconnaissables, auquel on peut à bon droit appliquer le nom de topographie sismique. Facile à détailler immédiatement après le tremblement de terre, plus tard, elle est reconnue malaisément sur le terrain. On y est cependant parvenu pour deux événements californiens de ce genre, ceux de Fort Tejon du 9 janvier 1857 et de l'Owen's Valley du 26 mars 1872, survenus l'un et l'autre dans des régions alors inhabitées, ce qui avait empêché toute observation immédiate. C'est dire que la topographie sismique est bien définie pour un œil exercé et combien est profonde l'action que peut opérer un tremblement de terre sur le relief de vastes régions, surtout quand il y a eu mouvement de faille, comme dans les deux cas précédents, parce qu'alors rien ne manque au cortège des effets du séisme sur le sol. La topographie sismique est maintenant aussi bien connue que la topographie glaciaire par exemple.

Comme on le verra plus loin, la connaissance des effets des tremblements de terre sur le terrain touche de très près à leurs causes; à ce titre, ils méritaient d'être exposés avec quelques détails.

CHAPITRE XIV

RELATIONS SUPPOSÉES ENTRE LES TREMBLEMENTS DE TERRE ET D'AUTRES PHÉNOMÈNES

De tout temps l'homme a cherché à mettre en relation ou en dépendance mutuelle les phénomènes naturels dont il souffre, ou qu'il utilise pour la satisfaction de ses besoins. Et il y est incité avec d'autant plus de force que la prévision de l'avenir a toujours été et sera toujours sans doute une de ses plus vives préoccupations. Si, en effet, on peut démontrer qu'un phénomène naturel quelconque, utile ou nuisible, est en rapport avec quelque autre d'allure périodique bien déterminée et connue par l'observation, on aura immédiatement le moyen de prévoir le second dont on attend du bien ou du mal. On voit tout de suite le grand intérêt du problème. Les tremblements de terre n'ayant pas échappé à ce stade des recherches scientifiques,

qui est bien loin d'être fermé, on ne saurait passer sous silence leurs prétendues relations avec des phénomènes d'origine extérieure à la planète, cosmique ou météorologique.

Du fait même que les régions instables sont strictement limitées à certaines parties de la surface du globe, on pourrait écarter l'étude de ces relations toutes les fois qu'il s'agit d'un phénomène possédant une répartition géographique différente ou qui est commun à toute la terre. Ainsi, par exemple, il est beaucoup moins de régions privées de pluies qu'il n'en est d'asismiques et, en tout cas, la répartition des pluies n'a aucun rapport même éloigné avec celle des régions à tremblements de terre. On peut donc affirmer qu'il ne saurait y avoir de dépendance mutuelle entre les secousses du sol et les précipitations atmosphériques; mais si, ne se contentant pas de cet argument, pour justifié qu'il soit, on ne veut s'en rapporter qu'à l'observation directe, on notera que le Sahara et le désert d'Atacama sont privés de pluie et sont respectivement stables et instables, tandis que le Chili austral et l'Assam, les pays du monde où il pleut le plus, sont des régions respectivement asismique et sismique. Malgré cela et se fondant sur ce que tel grand tremblement de terre aura été accompagné de grande pluie, — en prenant le mot *accompagné* dans le sens le plus large, — on affirme que les deux phénomènes

sont connexes, ou que l'un a provoqué l'autre. Pour les uns, la pluie aura déclanché le tremblement de terre en produisant des éboulements souterrain, et, pour les autres, le séisme aura mis en mouvement, puis refroidi les couches d'air et finalement favorisé la condensation de l'humidité atmosphérique. Les bonnes raisons ne manquent jamais à ceux que ne suffisent pas à convaincre les contrastes énoncés tout à l'heure. Avec de semblables raisonnements et de si faciles hypothèses, il est loisible d'étayer les plus fantaisistes relations, et c'est bien ce qui a lieu.

Les statistiques mal faites, quand toutefois on en fait, sont cause de tout le mal et servent à créer de toutes pièces ces prétendues relations. On ne tient compte que des faits positifs de coïncidence, et quant aux négatifs, on ne s'en soucie point. La plupart de ceux qui se lancent dans cette voie décevante, et ils sont légion, ignorent tout des recherches antérieures et se croient souvent en possession d'une idée aussi neuve que géniale, de sorte que, pour un pays déterminé, ils arrivent à des résultats diamétralement opposés à ceux de leurs devanciers. N'importe, c'est peine perdue que de vouloir leur démontrer le défaut de leurs pauvres statistiques, et de lutter contre le succès momentané de leurs affirmations. Ces considérations générales devraient suffire pour faire rayer ce sujet des préoccupations des sismologues.

l'expérience du passé en prouve l'inanité; nous ne le ferons pas, tant est enracinée encore la croyance en des influences cosmiques ou météorologiques sur la production des tremblements de terre, mais nous ne leur donnerons que tout juste la considération qu'elles méritent, sinon ce serait un volume qu'il y faudrait.

Le soleil manifestera tout d'abord son pouvoir sismogénique par une prédominance diurne ou nocturne des tremblements de terre; c'est la seconde opinion qui prévaut et elle trouve son explication dans ce fait bien simple que, de nuit, l'homme couché, donc plus étroitement lié au sol et débarrassé des préoccupations qui l'assaillent de jour, perçoit mieux les petites secousses. C'est tellement vrai que les tremblements de terre enregistrés par les appareils ne vérifient plus cette relation. Puis viennent les maximums saisonniers; ici ce sera l'hiver la saison favorable, là, au contraire, l'été. La prédominance hivernale a le plus grand nombre de partisans et elle semble croître en même temps que la latitude. Pourquoi? Parce que, dans les pays froids, l'homme reste abrité dans les habitations et au repos forcé pendant bien plus longtemps que sous les climats tempérés; il s'y trouve par conséquent dans de meilleures conditions pour observer les petits ébranlements du sol. Des statistiques étendues ont montré qu'il n'y a pas de relations saisonnières.

Les taches du soleil n'étant observables de façon suivie que par des hommes de science, on sera sans doute tenté d'accueillir avec plus d'attention les dires de ceux qui les mettent en relation avec les tremblements de terre, quoiqu'ils laissent dans l'ombre le mécanisme par lequel cette influence mystérieuse pourrait s'exercer. Outre que les statistiques relatives à ce sujet soient encore très limitées, elles se heurtent à cette objection très grave que si une tache passe par un méridien terrestre, les tremblements de terre notés un peu avant ou après se sont produits en des lieux de longitudes très différentes. D'ailleurs le nombre des séismes est tel qu'on ne serait jamais embarrassé pour en rattacher un au passage d'une tache solaire.

Les influences de la lune sont innombrables et c'est là un souvenir des anciens cultes qu'on lui rendait. De temps immémorial on l'a rendue responsable des tremblements de terre, comme de la pluie et du beau temps, et il ne sera pas inutile de montrer comment se forment ces croyances. Relativement au soleil et à la terre, la lune parcourt en 28 jours le cycle de ses positions successives; au moment d'un séisme elle n'est jamais à plus de trois jours et demi d'un de ses quartiers et cette très grossière approximation suffit pour affirmer qu'il s'est produit par lune pleine ou nouvelle, à son premier ou à son second quartier. Cela n'a rien de scientifique et l'on pour-

rait passer outre, si ce genre d'affirmation n'avait donné lieu à des travaux considérables, d'ailleurs

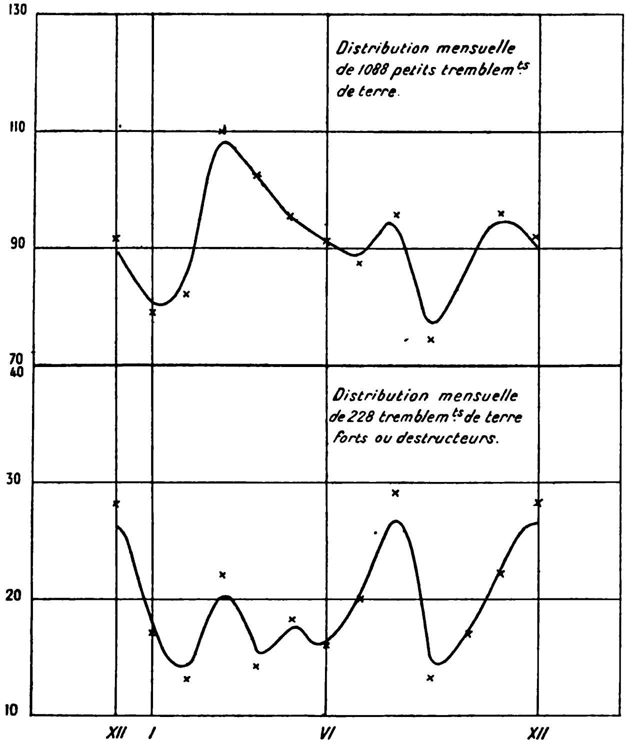


Fig. 40. — Distribution mensuelle des séismes légers, forts ou destructeurs signalés à Kyoto de 797 à 1867 (d'après Omori).

basés sur une double hypothèse, celle de la fluidité ou au moins de la viscosité du noyau terrestre interne et celle de la production de marées de ce

même noyau en conséquence de l'attraction luni-solaire, et surtout lunaire, l'astre des nuits étant beaucoup plus rapproché que le soleil. On pensait même démontrer effectivement de la sorte la viscosité interne. Précisément Perrey, professeur de mathématiques et d'astronomie à la Faculté des Sciences de Dijon, se fit sismologue en vue de déceler cette influence sismogénique prépondérante de la lune à ses culminations, ou à ses passages au méridien, à son périgée comme à son apogée. Grâce à cela, nous lui devons d'immenses et précieux catalogues de tremblements de terre qui, embrassant toute la surface du globe, ont grandement servi à fonder la géographie sismologique moderne, mais il n'est rien resté des maxima de fréquence qu'il croyait établir suivant les diverses positions de la lune. D'ailleurs comment ces marées n'engendreraient-elles des tremblements de terre que suivant les étroites zones des régions sismiques? Il faudrait échafauder de nouvelles et étranges hypothèses pour l'expliquer. Depuis Perrey, ces calculs ont été repris sur des statistiques encore plus étendues et le résultat en a été franchement négatif.

Dans le même domaine des influences cosmiques, on a fait intervenir les plus variés phénomènes de conjonctions et d'oppositions astrales, de passages d'étoiles filantes, de chutes de bolides, etc. Inutile de s'y arrêter.

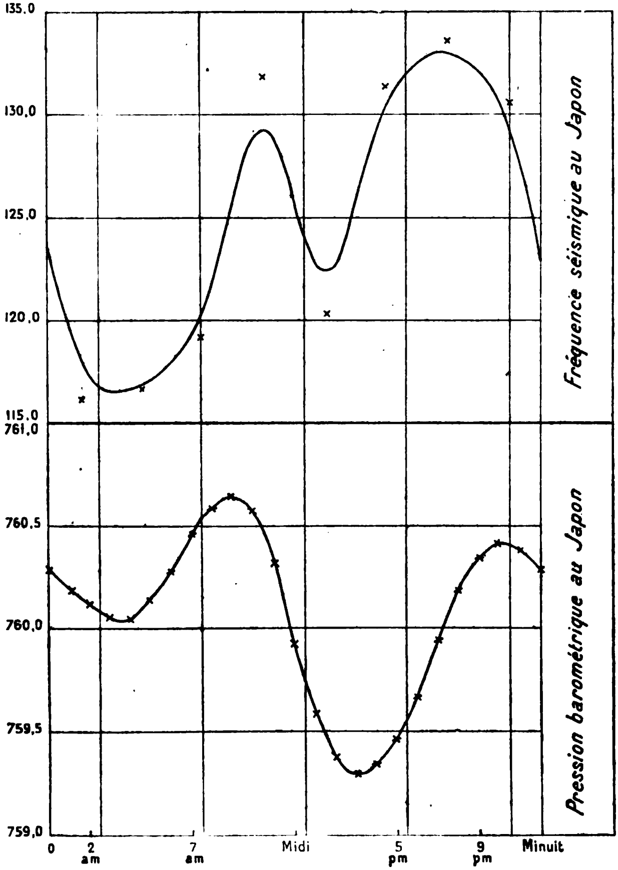


Fig. 41. — Variations journalières normales de la pression barométrique et courbe de fréquence sismique horaire générale au Japon (d'après Omori).

Les relations purement météorologiques n'ont

pas plus de réalité et, comme le faisait remarquer Volger il y a déjà bien longtemps, au moment d'un tremblement de terre il fait toujours un temps quelconque, beau ou mauvais, sec ou humide, calme ou tempétueux, chaud ou froid; il est donc toujours facile de partir de là pour affirmer l'influence de l'une de ces circonstances atmosphériques, surtout si dans le nombre il en est une exceptionnelle pour le pays. C'est ainsi que se créent de toutes pièces la plupart de ces relations. Cependant certaines méritent examen, par exemple l'action sismogénique souvent attribuée aux variations de la pression atmosphérique, parce qu'elles produisent pour le poids de la colonne d'air pesant à la surface d'un pays des variations qui atteignent vite des millions de tonnes, chiffres qui dépassent notre imagination et font penser que l'équilibre de l'écorce terrestre doit en subir le contre-coup. Des sismologues comme Omori et bien d'autres combattent en faveur de cette influence. Mais le parallélisme invoqué entre les maxima et les minima de la pression barométrique et ceux de la fréquence des tremblements de terre est beaucoup moins approché qu'on le croit et, dans le détail, ne résiste guère à une critique approfondie. Il est d'ailleurs si commun de se suggestionner dans ce genre de recherches qu'on nous permettra d'en citer un exemple typique. Depuis longtemps on a observé

que des tremblements de terre se produisent en même temps que de brusques mouvements des barographes ou baromètres enregistreurs. En particulier, à Santiago du Chili, on a noté un grand nombre de coïncidences de ce genre, d'où l'on concluait, en apparence à bon droit, que brusques variations de pression atmosphérique et mouvements de sol étaient phénomènes concomitants. Mais après l'établissement d'un service d'observations sismologiques, on s'est vite aperçu que ces tracés du barographe ne correspondent pas toujours à des tremblements de terre, ni que toute secousse fait fonctionner le barographe. Que reste-t-il de la relation supposée? Rien, sinon que ce dernier appareil fonctionne parfois comme sismographe, pas toujours, et que dans le premier cas le mouvement sismique a directement et mécaniquement agi sur la colonne mercurielle, sans que pour cela se soit produite une variation concomitante de la pression atmosphérique et à laquelle on attribuait un rôle dans la manifestation du phénomène sismique.

La même chose se passe exactement avec les magnétographes qui peuvent fonctionner comme de parfaits sismographes, sans que la variation de déclinaison ou d'inclinaison magnétique ait été en relation avec la cause du tremblement de terre, comme on l'a souvent prétendu. Sans doute on a observé parfois que peu avant ou après un trem-

blement de terre ces perturbations se sont produites et même ont pris un caractère permanent. Il y a possibilité de coïncidences fortuites, mais il n'est pas déraisonnable non plus de penser que les violentes actions mécaniques développées au sein de couches terrestres par un tremblement de terre peuvent en certain cas perturber le régime magnétique de la région ébranlée et l'on en possède des exemples bien avérés. Il y a loin de là à une véritable relation profonde de cause à effet entre les phénomènes sismiques et magnétiques. On n'a pas manqué non plus d'invoquer l'influence sismogénique des aurores polaires, sans réfléchir qu'elles sont particulières aux latitudes élevées, là précisément où le sol ne tremble pas.

Dès leur découverte, les phénomènes électriques ont donné naissance à des théories des tremblements de terre, même avant qu'on eût observé que certains séismes surviennent en coïncidence avec de violents orages ou avec des variations anormales dans le régime des courants telluriques. C'est bien le cas des perturbations magnétiques, mais ces théories électrico-sismiques semblent avoir en leur faveur la grandeur des effets mécaniques qu'à notre époque on sait tirer de l'électricité; on n'explique d'ailleurs pas comment ces phénomènes produiraient les tremblements de terre; simple affirmation, rien de plus.

Il eût été étonnant qu'on ne demandât pas à la

fée Électricité de prévoir les tremblements de terre et l'on a pu tout récemment voir annoncer *urbi et orbi* que, peu de minutes avant les tremblements de terre, des appareils spéciaux enregistrent des ondes hertziennes, avant-coureurs des mouvements du sol. La télégraphie sans fil paraît cependant vouloir se dérober à la nouvelle fonction qu'on voudrait lui imposer, ou du moins les résultats obtenus jusqu'à présent dans cette voie ne sont pas en proportion avec le bruit fait autour de ces tentatives.

Après avoir parcouru rapidement le cycle des relations qu'on a vainement tenté d'établir entre les tremblements de terre et d'autres phénomènes extérieurs à l'écorce et montré qu'aucune déduction positive n'a encore été obtenue, doit-on en nier systématiquement l'existence? Ce serait assurément peu scientifique, puisque dans la nature tout se tient dans une harmonieuse dépendance et que toute modification d'énergie en un point de l'Univers se répercute de proche en proche tout autour de lui. Mais en dehors de cette vague formule, on n'a jamais pu établir jusqu'à présent rien qui dénote une relation concrète de cause à effet entre les tremblements de terre et les phénomènes cosmiques ou météorologiques. Telle est la conclusion d'un chapitre que l'on pourrait démesurément allonger.

Il ne reste donc qu'à chercher les causes des tremblements de terre dans leur milieu naturel, l'écorce terrestre, et cette idée, malgré sa simplicité, a mis des siècles à triompher.

CHAPITRE XV

TREMBLEMENTS DE TERRE D'ÉBOULEMENT ET TREMBLEMENTS DE TERRE VOLCANIQUES

Les sismologues modernes ont définitivement écarté de leurs spéculations toute cause prétendue des tremblements de terre qui prendrait naissance dans l'atmosphère ou dans les espaces célestes, parce qu'ils considèrent que ce sont phénomènes exclusivement propres à l'écorce terrestre et qu'en outre toute origine extérieure qui émanerait de ces milieux généraux serait incompatible avec la répartition si étroitement limitée des régions sismiques à la surface terrestre, telle que nous l'a fait connaître l'observation. Ils ne veulent même plus discuter avec les partisans attardés des théories cosmiques ou météorologiques des tremblements de terre cet argument fantaisiste et suranné que des phénomènes extérieurs à l'écorce pourraient suffire sinon à produire effectivement des secousses du sol, du moins à les déclancher quand

elles sont prêtes à se produire en conséquence du développement progressif et normal de leurs causes endogènes propres. Bref, la théorie de la goutte d'eau qui fait déborder le vase a fait son temps après avoir trop longtemps régné et égaré tant de travailleurs. Ce sera sans doute plus tard un motif de profond étonnement que de voir avec quelle obstination on a voulu aller chercher les causes des tremblements de terre en dehors du milieu où ils se produisent, l'écorce terrestre.

Toute étude sur ces causes devra satisfaire à cette condition fondamentale d'en expliquer la répartition géographique, et cette exigence nous permet d'écarter toute origine qui dépendrait directement de l'existence d'un milieu souterrain général tel que le fameux feu central. Nous ne perdrons donc pas de temps à examiner les théories sismiques basées par exemple sur des explosions des gaz du magma interne, parce qu'en outre elles invoquent des faits inaccessibles à l'observation.

C'est en partant de ces idées rationnelles que les sismologues modernes, les Suess, les Toula, les Hoernes, les Hobbs et d'autres encore ont provisoirement classé les séismes en *tremblements de terre volcaniques* et *tremblements de terre tectoniques*. Nous allons les passer successivement en revue et exposer succinctement ce que l'observation nous apprend sur chacun d'eux.

Il est tout naturel de penser que, tant à la surface de la terre qu'au sein des couches sous-jacentes, des éboulements ou des effondrements, tels qu'on en observe fréquemment en beaucoup de pays, sont accompagnés de tremblements de terre qui en seraient la conséquence directe. Que prouve à cet égard l'expérience des faits?

En ce qui concerne les éboulements de pentes de montagnes préalablement sapées par les pluies, phénomène puissamment favorisé par la présence de couches argileuses inclinées et toujours prêtes à glisser sous l'influence de leur propre poids, on a très souvent observé que de semblables accidents peuvent se produire sans le moindre tremblement de terre, même quand il s'agit de masses considérables mises en mouvement. Ainsi, le 2 septembre 1806, une partie du Rossberg (canton de Schwytz) s'éboulait brusquement et ensevelissait sous un énorme amas de 15 millions de mètres cubes de débris les villages de Busigen et de Goldau avec un millier de leurs habitants, sans que des témoins oculaires échappés au désastre aient ressenti la moindre secousse sismique, et l'on pourrait multiplier à l'infini des faits de ce genre. On peut citer aussi bien des pays tels que la Bolivie orientale et le Chili méridional où les tremblements de terre sont à peu près inconnus malgré la fréquence et la grandeur de semblables éboulements provoqués par d'excessives précipi-

tations atmosphériques. Les *frane* des Apennins, comme s'y appellent ces phénomènes, n'ont jamais passé pour causer des tremblements de terre.

A une époque où l'attention était vivement attirée chez les habitants des vallées subhimalayennes sur les violentes et nombreuses répliques du désastre de Kangra du 4 avril 1905, on put observer de nombreux et considérables éboulements de masses de terre et de neige, qui transformaient les fonds de vallées, mais se présentèrent sans exception comme conséquence de ces secousses. On doit donc admettre que le cas inverse de tremblements de terre produits par des éboulements est extrêmement rare, si toutefois il en existe, et, en fait, nous n'en connaissons aucun exemple authentique. Peut-être pourrait-on se laisser impressionner par les relations classiques de la célèbre catastrophe de Villach, en Carinthie, du 25 janvier 1348, causée par un violent tremblement de terre et l'éboulement consécutif du mont Dobratsch. Mais il suffit de lire attentivement les chroniques contemporaines, patiemment réunies et exhumées par Hann et de Radics, pour se convaincre que l'éboulement a été la conséquence du tremblement de terre, loin d'être causé par lui. Il faut donc considérer cette cause de tremblements de terre comme exceptionnelle, peut-être simplement parce que les couches superficielles des fonds de vallées ou du pied des pentes monta-

gneuses sont trop incohérentes pour se mettre en état de vibration élastique à l'arrivée de ces matériaux, quelque considérables que soient leur masse et leur force vive.

On sait combien de pays ont leur topographie entièrement façonnée par l'action des eaux souterraines qui ramènent au jour, molécule à molécule, les éléments des couches calcaires au sein desquelles elles circulent en profitant de leurs cassures ou diaclases. A la longue, il s'y produit de nombreux vides dont les voûtes finissent par s'effondrer en laissant à la surface des témoins irrécusables par de caractéristiques dépressions : les avens des Causses, les bétoires de Normandie, les dolines de la Carniole et de l'Istrie, les catavothres des pays grecs, les cenotes du Yucatan, etc., cette longue liste, et on pourrait la prolonger, montrant à elle seule la fréquence du phénomène. Ces accidents constituent les paysages karstiques particuliers aux régions calcaires et disséminés en un grand nombre de points de la surface du globe. Ces effondrements peuvent avoir comme conséquence de légers tremblements de terre locaux, cela n'est pas douteux, et Doss a démontré la réalité de cette cause de tremblements de terre pour les provinces baltiques autour du golfe de Riga, tandis qu'Agamennone leur a attribué certaines séries de secousses de la Campagne Romaine. Mais, par contre, combien de

pays karstiques ne sont-ils pas tout à fait asismiques, comme les Causses et le Yucatan? Il faut donc admettre qu'un sous-sol de ce genre n'est exposé aux tremblements de terre d'effondrement que si quelque autre cause adjuvante intervient, des influences tectoniques par exemple, comme cela paraît être le cas pour tout le bassin oriental et la Méditerranée, de la Carniole à l'orient.

L'exploitation des mines n'est pas sans causer de légers tremblements de terre superficiels à la suite d'éboulements d'anciennes galeries abandonnées, le plus souvent par suite de la vétusté de leurs étais. On notera cependant que les études très consciencieuses de Jičinski paraissent établir que des travaux de mines ne s'ensuivraient que des affaissements lents et sans secousses. Cette observation est trop absolue, mais en tout cas montre le peu d'importance réelle de ces phénomènes sismiques.

Il résulte de toutes ces observations que ces phénomènes tant superficiels que souterrains ne constituent que des causes très accessoires et particulières de tremblements de terre faibles et locaux, puisque les régions à éboulements et les régions karstiques à effondrements souterrains ne sont ni toutes instables, ni toutes situées dans des régions sismiques, et cette simple remarque suffit à enlever toute importance à cette classe de séismes. Il ne faut d'ailleurs pas les confondre, comme on

l'a souvent fait, avec les tremblements de terre qui accompagnent les grands affaissements ou effondrements d'origine tectonique.

De temps immémorial, on considère vulgairement les volcans et les tremblements de terre comme si bien liés entre eux qu'évoquer les uns suffit à faire penser aux autres. Mais les arguments dont on étaie cette connexité, quand toutefois on veut bien en fournir, sont assez pauvres, c'est-à-dire qu'on se préoccupe peu de les confronter avec les faits. C'est ce que nous allons faire en rappelant que, dans un chapitre précédent, il a été établi que les deux phénomènes n'ayant pas à la surface du globe une même répartition géographique, une étroite dépendance mutelle ne saurait être désormais soutenue, sans pourtant que l'on puisse aller jusqu'à nier toute parenté ou communauté de cause générale entre les uns et les autres. Mais cette dernière question est hors de notre sujet.

Les régions où les tremblements de terre se présentent avec le plus d'ampleur ne sont pas celles où l'activité volcanique montre le plus de fréquence et d'intensité. Ainsi l'instabilité de la Dalmatie est extrême, loin de toute manifestation volcanique, tandis que les gigantesques éruptions de l'Islande se produisent à grande distance de la petite région sismique de sa côte méridionale. Le centre du Chili est célèbre par ses catastrophes sismiques et cependant l'activité éruptive actuelle ne s'y montre

qu'au sud, là où les tremblements de terre sont peu redoutables. Des exemples de ce genre pourraient être multipliés à l'infini.

La terrible explosion de la Montagne Pelée du 8 mai 1902 a rasé Saint-Pierre de la Martinique sans la plus petite secousse du sol, et il en a été de même de celle du 26-27 août 1883 qui a fait sauter une partie de l'île de Krakatoa dans le détroit de la Sonde. Dans l'opinion générale, ces faits n'en sont, dit-on, que plus probants en faveur de la dépendance mutuelle entre les volcans et les tremblements de terre, les montagnes ignivomes jouant le rôle de soupapes de sûreté. C'est là une manière de raisonner par trop facile en faveur de la thèse et qui, malgré la vogue dont elle jouit, ne résiste pas à l'examen et peut être mise en parallèle avec cet argument si souvent répété qui fait du tremblement de terre de la Campanie de l'an 63 le direct avant-coureur de l'éruption du Vésuve en 79, où Pline l'Ancien a trouvé une mort célèbre. De semblables raisons ne constituent vraiment pas des arguments probants.

La sismologie moderne a mis fin au débat depuis que l'on a, par de longues séries d'observations sismographiques, montré qu'aux îles Samoa les tremblements de terre sont tout à fait indépendants, dans le temps comme dans l'espace, des éruptions de cet archipel très instable, et il en est de même depuis les travaux de Riccò quant à

l'indépendance des tremblements de terre de la Calabre et du détroit de Messine par rapport aux phénomènes d'activité des volcans voisins, Etna, Stromboli et Vulcano.

La théorie volcanique des tremblements de terre a donc fait son temps parce qu'elle n'était point basée sur l'observation des faits; elle n'est même plus envisagée dans les cercles compétents, géologiques et sismologiques.

Ce n'est pas à dire pour cela que des éruptions ne puissent être annoncées, préparées, accompagnées et suivies par des tremblements de terre; seulement, quand ils se produisent, ils sont de faible extension et rarement de grande intensité. En aucune façon ces secousses volcaniques ne sont comparables aux tremblements de terre tectoniques et, par exemple, à l'Etna elles ne parviennent presque jamais à se faire sentir jusqu'à la périphérie de l'immense cône. Peut-être représentent-elles parfois des éruptions avortées; ainsi le tremblement de terre du 28 juillet 1883, qui fut destructeur à Casamicciola, ne se fit pas même sentir à Naples, et on l'a considéré comme dû à l'Epomeo, volcan en parfait repos depuis son éruption de 1302.

Les événements sismiques et volcaniques qui se sont déroulés à la fin de 1879 et au commencement de 1880 au lac d'Ilopango, dans la petite république de San Salvador, célèbre par les quatorze tremblements de terre qui l'ont ravagée depuis l'arrivée

des Espagnols au début du XVIe siècle, sont de beaucoup parmi ceux que l'on pourrait citer du même genre, ceux qui mettent le mieux en lumière une différence essentielle entre les secousses d'origine volcanique et celles de plus grande envergure que nous étudierons plus loin sous la dénomination de tectoniques.

Comme dans beaucoup de régions de l'Amérique riveraines du Pacifique, et malgré les différences de détail que comporte ce genre de constitution géographique, le Salvador s'étend sur une cordillère côtière séparée de la véritable arête continentale par des dépressions longitudinales parallèles à la côte. Cette cordillère est analogue aux Coast Ranges de la Californie, sauf qu'elle est surmontée de nombreux cônes volcaniques actifs ou éteints, de sorte que ce pays souffre autant des éruptions que des tremblements de terre. Non loin de la capitale et au sein même de l'alignement volcanique, les rares voyageurs qui s'aventurent dans ces régions peuvent y admirer la belle nappe d'eau presque circulaire du lac d'Ilopango, d'une dizaine de kilomètres de diamètre, qui, ouvert comme à l'emporte-pièce et entouré de falaises abruptes, s'étend au pied des crêtes environnantes. Sa formation ne s'explique guère autrement que par une gigantesque explosion volcanique, mais quel que soit l'avenir destiné à cette hypothèse provisoire, le lac présentait avant les

événements de 1879-1880 des profondeurs considérables dépassant 300 mètres. Soudain, le 20 décembre 1879, les habitants du voisinage étaient alarmés par d'incessants grondements entremêlés de nombreuses secousses de tremblements de terre sensibles seulement à très peu de distance du lac. Une seule, le 31, causa quelques dommages dans les villages les plus rapprochés, mais sans avoir pour cela une plus grande extension. Dans les premiers jours de janvier 1880, et ces phénomènes continuant de la même alarmante façon, le niveau des eaux se mit à monter progressivement, elles finirent par s'engouffrer dans un étroit ravin qui, rapidement approfondi, en évacua le trop-plein à la mer en ravageant tout sur son passage. On put évaluer à plus de six cents millions de mètres cubes le volume d'eau ainsi évacué. Peu après une immense colonne de fumée et de flammes s'élançait du milieu du lac, d'où émergeait un îlot d'une quarantaine de mètres de hauteur. La montée des eaux était évidemment due à la formation d'un cône volcanique dont la hauteur au-dessus de l'ancien fond, alors relevé d'une centaine de mètres, n'était pas moindre de 350 mètres. Enfin les phénomènes sismiques et volcaniques s'apaisèrent peu à peu et disparurent complètement quelques mois plus tard. Mais, dans l'intervalle, le 23 février, s'était fait sentir une secousse, beaucoup plus légère que celle du 31 décembre, et cependant on

l'avait observée dans tout le Salvador et jusque dans le Honduras. Évidemment elle ne rentrait pas dans la série des secousses dues à l'éruption, et la distinction entre les deux espèces de tremblements de terre ne saurait être contestée. La secousse du 31 décembre a donc présenté des circonstances absolument identiques à celle de Casamicciola du 28 juillet 1883 dont nous avons parlé plus haut.

L'opinion actuelle dominante chez les vulcanologues est que des tremblements de terre locaux annoncent les grandes éruptions de laves fluides lorsqu'elles sont préparées par la sortie préalable de masses de gaz et de vapeur d'eau.

Il est très digne d'attention que les grandes éruptions du Vésuve ne mettent en mouvement que les sismographes de l'Italie centrale, tandis qu'une explosion d'un magasin à poudre de Besançon a fait fonctionner ceux de toute l'Europe centrale. Il y a donc entre les explosions artificielles et les explosions volcaniques une différence essentielle dont la nature nous échappe encore, mais suffit à infirmer l'assimilation que l'on a souvent faite entre les deux sortes de phénomènes.

De tout cela résulte que les tremblements de terre volcaniques jouent un rôle tout aussi effacé et secondaire que les tremblements de terre d'éboulement. Les uns et les autres le cèdent de beaucoup en importance à ceux d'origine tectonique dont nous allons nous occuper maintenant.

CHAPITRE XVI

TREMBLEMENTS DE TERRE TECTONIQUES

On est très légitimement fondé à penser que les grands accidents du relief terrestre, fractures, failles, plissements, affaissements et autres, n'ont pu se produire qu'avec accompagnement de violents soubresauts de l'écorce terrestre ou de tremblements de terre, et c'est bien ce que l'observation nous apprend depuis que l'attention des sismologues et des géologues s'est portée sur les brusques modifications de relief survenues devant nos yeux au moment même de grands séismes. Ces accidents géologiques sont appelés *tectoniques* parce qu'ils affectent l'architecture ou pour mieux dire la charpente de l'écorce, et nous allons passer en revue les principaux d'entre eux et examiner dans quelles circonstances on les a vus se mettre en mouvement ou prendre naissance au moment des tremblements de terre, auxquels on est en

droit d'appliquer par conséquent ce même qualificatif de tectoniques.

Le cas le plus simple est celui d'un tremblement de terre ayant accompagné une rupture de la surface sans dénivellation de ses lèvres, c'est-à-dire sans formation de faille. Nous citerons celui de la Nouvelle-Zélande du 18 octobre 1848; la fente du sol put être reconnue sur 60 milles de long à partir de la baie des Nuages et elle se dirigeait vers la chaîne du sud-ouest qui forme l'ossature des îles. Ce cas a été rarement observé parce que sans doute l'absence de rejet en rend plus malaisée l'observation sur le terrain.

Les tremblements de terre avec fracture et dénivellation simultanées ont été observés plus fréquemment et les exemples en sont assez nombreux dans l'histoire sismologique de ces cinquante dernières années. Nous nous contenterons d'en relater deux. Le 28 octobre 1891, au tremblement de terre désastreux du Japon central, une faille s'ouvrit dans la vallée de Neo; elle put être suivie sur une distance de 160 kilomètres et son rejet dépassait 20 mètres par endroits. Le 26 mars 1872, un événement du même genre se produisit au pied de la Sierra Nevada de Californie et modifiait profondément la topographie de l'Owen's Valley; si le pays eût été habité à cette époque, le tremblement de terre aurait été certainement désastreux et maintenant la dislocation



Fig. 42. — Faille ouverte dans la vallée de Neo (Japon central), lors du tremblement de terre du 28 octobre 1891 (d'après Kôtô).

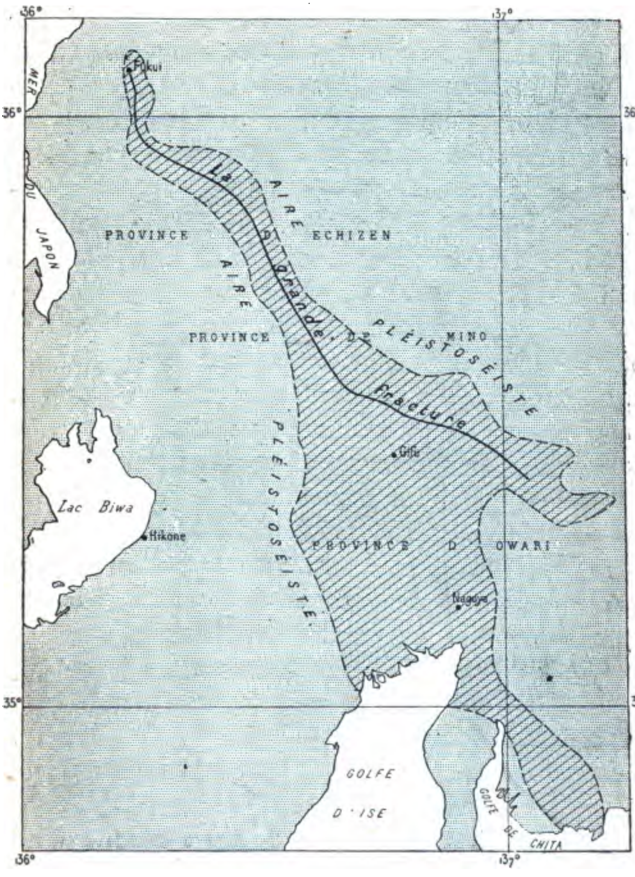


Fig. 43. — La grande fracture de la vallée de Neo produite par le tremblement de terre du Mino et de l'Owari du 28 octobre 1891.

reste reconnaissable par un ressaut du fond de la vallée au pied des pentes de la Sierra.

Il arrive, et c'est encore plus commun, que des failles déjà existantes rejouent au moment d'un tremblement de terre, et notre *Géographie séismologique* en rapporte un si grand nombre d'exemples que ce processus sismogénique doit être considéré comme normal. Le fait devient évident si la première isoséiste du tremblement de terre suit de près et de chaque côté une faille connue, sans qu'il soit nécessaire d'observer des effets sur le sol le long de l'accident géologique en question. Il y aura eu mouvement sismique tout le long, mais sans modification observable ou effective du rejet. L'aire d'intensité maxima présente une forme allongée caractéristique de ce genre de tremblements de terre et il y a tendance à leur répétition à des intervalles plus ou moins éloignés dans des conditions identiques, sauf que la région épicentrale émigre le long de la dislocation. Rien de plus suggestif à ce point de vue que les tremblements de terre de Chémakha, dont les épicentres successifs sont restés alignés sur une grande fracture oblique par rapport à la chaîne du Caucase. Mais inversement, de la forme allongée de la première isoséiste ou de la région dévastée, conclure que le tremblement de terre résulte d'un mouvement de faille n'est légitime que si la faille est préalablement connue, et l'on est souvent tombé dans cet abus intolérable d'affirmer l'existence de semblables accidents à rôle sismogénique



Fig. 44. — Fracture parallèle au Showaï-Gawa causée par le tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 (d'après Kôtô).

lère côtière a vu rajeunir son rejet d'une hauteur qui atteignit 20 pieds en certains points, mais en outre elle a été le siège d'un mouvement de coulissage de l'une de ses lèvres par rapport à l'autre sur une distance de plus de 300 kilomètres.

On sait le rôle fondamental que ces dislocations jouent à la surface terrestre pour déterminer les lignes de relief de sa topographie et on a pu la comparer à une véritable marqueterie suivant l'expression lapidaire employée par Albert de Lapparent. Le réseau de ces fractures est souvent très compliqué, mais les cas simples ne manquent pas non plus, et, alors, au moment d'un tremblement de terre, il se produit un déplacement relatif facilement analysable sur le terrain. Dans le Japon central, la chaîne de Mahiru est comprise entre deux dislocations parallèles, les failles de Kawafune et de Senya, longues respectivement de 70 et de 50 kilomètres. Le 31 août 1896, un violent tremblement de terre ébranlait la province de Shonai, et Yamasaki put constater que le bloc montagneux avait pris, relativement aux plaines environnantes, un mouvement d'ensemble analogue à celui qui, à une époque géologique antérieure, a donné naissance à la chaîne, soit en l'élevant entre les failles, soit en abaissant les plaines de part et d'autre des dislocations. On connait un grand nombre de chaînes ainsi disposées et les



Fig. 46. — Coulissage d'une faille indiqué par l'ouverture et le déplacement d'une clôture.

Tremblement de terre de San-Francisco du 18 avril 1906.

tremblements de terre qui résultent de tels mouvements sont fréquents.

Inversement, de grandes vallées à large fond

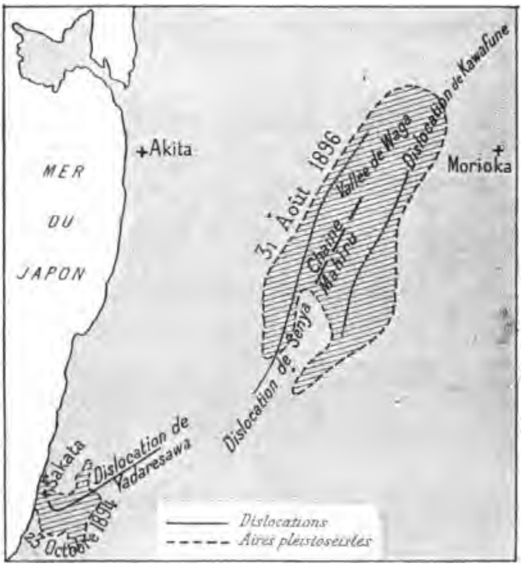


Fig. 47. — Isoséistes du tremblement de terre du 31 août 1896 dans le Honshu septentrional (d'après Yamasaki).

plat ont été formées par l'affaissement d'un bloc linéaire entre des failles parallèles, ainsi par exemple celle du Rhin entre les Vosges et la Forêt Noire; ces dépressions sont nommées en allemand *Graben*, et les efforts auxquels elles doivent naissance se continuent sous forme de tremble-

ments de terre dont les isoséistes sont allongées parallèlement à l'axe ou au thalweg.

On a dû attribuer à cette origine plusieurs des tremblements de terre de la vallée du Rhin entre Strasbourg et Bâle. D'autres fois, au contraire, ce sont les blocs latéraux qui s'ébranlent et ce fut le cas de la Forêt Noire le 24 janvier 1880.

En Islande, le sous-sol du bas pays compris entre Reykjavik et l'Hécla est découpé en plusieurs compartiments triangulaires par des failles masquées par un épais manteau de laves superficielles. En septembre et octobre 1896, cette région a été secouée par plusieurs tremblements de terre violents, et Thoroddsen a pu, dans une étude très intéressante, démontrer que ces blocs s'étaient séparément et successivement ébranlés entre les dislocations qui les délimitent. Ce genre de mouvement sismique paraît être fréquent, mais peut-être Hobbs en a-t-il exagéré l'importance en lui attribuant un caractère de généralité qu'il ne possède pas; c'est ce qu'il appelle les efforts de réajustement des compartiments terrestres entre leurs failles. Quoi qu'il en soit, pour affirmer que des compartiments se sont ébranlés ainsi en bloc, il faut s'en rapporter aux effets matériels du tremblement de terre et ne pas se contenter d'une prétendue simultanéité des instants auxquels il se serait fait sentir sur toute la surface du compartiment, la détermination de cet élément comportant

de nombreuses causes d'erreur, ainsi qu'on a eu l'occasion de le faire remarquer.

A ce genre de tremblements de terre dont le

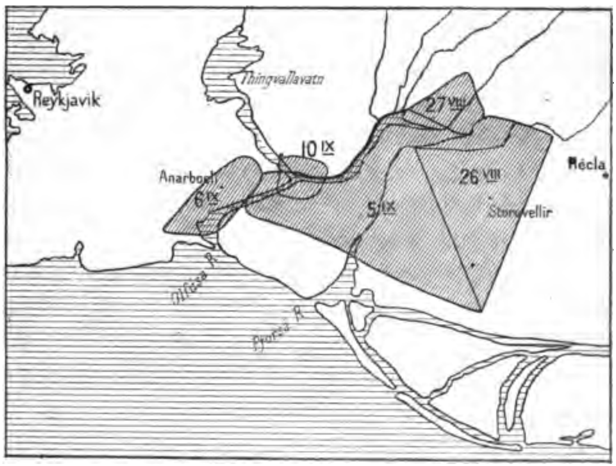


Fig. 48. — Compartiments de la marqueterie terrestre ébranlés en Islande entre leurs dislocations-limites par les tremblements de terre de septembre 1896 (d'après Thoroddsen).

foyer est pour ainsi dire un volume plus ou moins étendu, il faut rattacher ceux qui ont accompagné de grands affaissements de la surface terrestre. Un des plus remarquables a été celui du 16 juin 1819 dans la plaine basse et désertique du delta de l'Indus, ou Rann de Katch. Des travaux considérables y avaient été exécutés depuis longtemps pour canaliser les eaux du fleuve et les faire servir à l'agriculture, lorsqu'à la date indi-

quée un violent tremblement de terre les rompit et permit aux eaux d'inonder une immense surface limitée vers le nord par une sorte de digue formée au moment du désastre et à laquelle on donna dès lors le nom d'Allah Bund, ou « digue de Dieu », en raison même de la soudaineté de cet étrange événement De nombreux explorateurs reconnurent plus tard qu'il ne s'agissait point d'une levée de terre mystérieusement édifiée, mais bien d'un long ressaut linéaire de la surface terrestre. Au sud, tout le Rann s'était affaissé, tandis qu'au nord, à l'opposé de l'embouchure, le compartiment terrestre était resté en place, une fracture de 16 pieds de haut les séparant. Ce phénomène fut accompagné d'abondantes éjections d'eaux souterraines.

Il ne fait donc pas doute que les tremblements de terre et les mouvements dans les failles ne soient en étroite dépendance, l'un des phénomènes causant l'autre. On a avancé contre la généralité de ce processus cet argument qu'à notre époque et au moment d'un ébranlement du sol, on n'a jamais vu dépasser de plus de quelques mètres soit le rejet d'une faille nouvelle, soit l'augmentation du rejet d'une dislocation déjà existante et l'on met en parallèle ces faibles chiffres avec les dénivellations de mille mètres et plus qui caractérisent certaines dislocations anciennes. L'objection est facile à lever. Il n'est pas prouvé, en effet, que

ces gigantesques cassures se soient ouvertes autrefois d'un seul coup; les temps géologiques sont si longs par rapport aux quelques millénaires écoulés depuis que l'homme habite la Terre, que peut-être il n'a pu lui être donné d'être le témoin de beaucoup de semblables cataclysmes, et des géologues dont l'opinion fait autorité pensent que le morcellement des terres grecques et l'effondrement de la mer Égée appartiennent aux temps préhistoriques, auquel cas l'homme aurait pu observer ces événements et en être victime. Enfin, certains de ces accidents ont été à notre époque même le siège de tremblements de terre, preuve qu'ils n'ont pas encore perdu toute mobilité. C'est le cas d'une faille, d'ailleurs très ancienne, qui accidente la côte nord-ouest du pays de Galles et a été, le 19 juin 1903, le théâtre de secousses. Son rejet atteint 4 000 et 5 000 mètres.

D'une façon générale, les filons et les dykes résultent du remplissage de fentes de l'écorce terrestre par des matières venues d'en bas, grâce sans doute à la pression des couches supérieures qui les a forcées à s'élever. Cette pression a pu être assez grande pour que les fentes se soient élargies, de sorte qu'il n'est pas évident qu'il y ait eu effort de disjonction ou de séparation entre les lèvres de la fente. Il en est tout autrement quand le remplissage ultérieur a eu lieu de haut en bas par des matières sédimentaires, par exemple,

et on a rencontré un grand nombre d'exemples de ce genre auxquels Pavlov a donné le nom très heureusement trouvé de *tremblements de terre fossiles*.

La réalité de ces tremblements de terre de disjonction a pu être prise sur le fait à plusieurs reprises, en particulier le 20 décembre 1892 au grand séisme d'Old Chaman (Béloutchistan). Il s'est alors réouvert une longue faille qu'on a pu reconnaître sur 180 kilomètres de distance et qui, traversant indifféremment montagnes et vallées, est par endroits assez large pour servir de route; elle a l'aspect d'une tranchée de chemins de fer et, comme dit Suess, il faut y voir une ligne de disjonction contemporaine.

Ce genre d'accidents n'est pas très commun et, en ce qui concerne notre sujet, nous rappellerons que le lac Baïkal est un des plus remarquables de ceux que l'on connaisse; précisément c'est une région sismique tout à fait exceptionnelle, puisqu'elle se trouve en dehors des zones circulaires d'instabilité maxima. Il ne serait donc pas impossible que les tremblements de terre qui agitent la région soient dus aux efforts de disjonction qui ont donné naissance à cette étrange fosse dont le fond descend à près de 1 500 mètres au-dessous du niveau de la mer. On a cependant attribué celui du 23 janvier 1862 à un affaissement de la partie basse du bassin de la Sélenga, qui se jette dans

le lac; c'est là certainement une erreur et l'origine que nous venons de suggérer est sans doute plus probable.

Des actions tectoniques auxquelles sont dues les chaînes de montagnes, il en reste deux dont le rôle sismogénique est très vraisemblable, théoriquement certain même; nous voulons parler des plissements et des charriages. Mais comme ce sont phénomènes nés en profondeur, il y a peu d'espoir que l'observation puisse souvent démontrer sur le terrain que des tremblements de terre reconnaissent cette origine. On est donc seulement autorisé à penser qu'ils interviennent dans la production de certains séismes, peut-être ceux dont aucun effet sur le sol n'a pu être constaté; simple conjecture. On sait que le bassin houiller franco-belge est caractérisé par un gigantesque charriage des couches, appelé la *faille du midi*, et des géologues attribuent à un reste de mobilité de cette dislocation les quelques secousses qui ébranlent faiblement la région.

La terre est une masse de température très élevée; on le sait par les sondages profonds. Elle doit donc se refroidir avec le temps, sinon la conservation de sa chaleur interne nécessiterait une hypothèse soustraite à toute vérification expérimentale; on n'y a du reste pas manqué et la découverte des curieuses propriétés du radium a fourni un argument dans ce sens. Or toute masse

qui se refroidit se contracte et précisément les plissements de l'écorce terrestre et les surrections de chaînes de montagnes démontrent que la circonférence terrestre n'a pas laissé que de diminuer d'un nombre notable de kilomètres. On calcule par exemple que les plissements du Jura correspondent à une diminution de 8 kilomètres du périmètre et Heim a évalué à 120 kilomètres le raccourcissement dû à la surrection des Alpes. Mais que le refroidissement séculaire soit ou non la cause de ces plissements, il n'en reste pas moins que ceux-ci ne peuvent s'expliquer que par des efforts horizontaux, sur la réalité desquels repose toute la géologie. Combien ne serait-il pas désirable de pouvoir observer directement ces efforts de compression? Et c'est ce que certains tremblements de terre vont nous permettre de prouver.

Depuis longtemps, on sait que certaines roches, une fois sorties des carrières d'où on les extrait, se dilatent notablement et l'exemple le plus connu est celui des gneiss de Monson (Massachusetts). On y observe la formation de rides saillantes qu'on a comparées à des anticlinaux en miniature et dont la direction est en rapport avec la position stratigraphique des couches exploitées. En 1879, il est arrivé qu'un de ces blocs a éclaté et lancé dans l'air un fragment de 30 pieds de diamètre et d'un pied d'épaisseur, qui s'est brisé en mille morceaux en retombant sur le sol. D'autres fois, des ouvriers

ont été grièvement blessés. En tout cas, les blocs ne pourraient plus rentrer dans les vides dont ils ont été extraits. Cela s'explique bien en supposant que la roche en place est violemment comprimée par des efforts latéraux, dont l'existence est ainsi constatée.

Dans de nombreuses mines, surtout d'Allemagne et d'Angleterre, les mineurs ont donné des noms particuliers à certains phénomènes tels que des bruits qui précèdent souvent de véritables tremblements de terre ressentis à la surface avec tous les caractères classiques jusque et y compris les secousses consécutives. Ils ne sont d'ailleurs jamais de très grande intensité ni de très grande extension. D'autres fois, les couches exploitées éclatent, et leurs débris, lancés avec force, blessent ou tuent des ouvriers: les boisages des galeries sont tordus, brisés, écrasés. Les mêmes faits ont été observés dans des travaux de percement de tunnels et tous sans exceptions manifestent clairement l'existence de puissants efforts de compression latérale qui sont pour ainsi dire mis en liberté par l'exploitation des mines, l'ouverture de galeries et de tunnels et l'extraction, pour faire intervenir la compression verticale qui résulterait du poids des couches sus-jacentes, parce que ces phénomènes se produisent bien plus souvent aux murs qu'aux toits de galeries, c'est-à-dire en bas et non en haut. Rzehak a soigneusement étudié tous ces faits en

détail et n'a pas hésité à dire qu'il avait ainsi surpris en flagrant délit le démon des tremblements de terre. La théorie tectonique des séismes rencontre donc là une confirmation expérimentale à laquelle on était loin de s'attendre et qui est d'autant plus probante que ces phénomènes se produisent dans tous les terrains, indépendamment de leur âge et de leur constitution.

Ces petits séismes sont artificiels en ce sens seulement que l'exploitation des mines permet de manifester extérieurement le *dégagement* des efforts tectoniques latents. A Marseille, on enregistre ceux des mines de charbon de Gréasque et de Cadolive, situées à 17 kilomètres, et ces secousses se distinguent facilement par leur forme et la période de leurs vibrations.

Les faibles tremblements de terre dont il s'agit sont donc dus à ce que les travaux de mines ont permis aux efforts tectoniques de compression latérale de se résoudre en ébranlements du sol, mais ces mêmes efforts ont été souvent mis en lumière à l'occasion de grands tremblements de terre à la suite desquels on a observé des effets de raccourcissement de voies ferrées; les rails sont tordus et les voies prennent une forme ondulée caractéristique, seulement explicable par une réduction de la circonférence terrestre, puisqu'on n'observe aucune séparation entre les abouts des rails. Au tremblement de terre du Béloutchistan



Fig. 49. — Raccourcissement de voie ferrée causé par le tremblement de terre de San-Francisco du 18 avril 1906.

déjà cité du 20 décembre 1892, ce raccourcissement atteignit trois quarts de mètres pour un ensemble de cinq paires de rails.

On a interprété dans le même sens un grand nombre d'observations dans lesquelles on a vu des culées de ponts se rapprocher les unes des

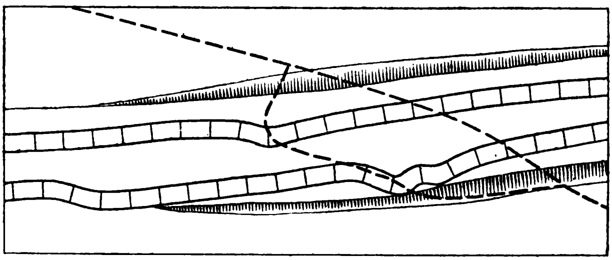


Fig. 50. — Distorsion de la voie ferrée d'Old Chaman lors du tremblement de terre du Béloutchistan du 20 décembre 1892.

autres; mais la présence du vide formé par le fleuve donne prise à une objection grave, de sorte que ce genre de dommages ne peut être mis en parallèle avec le raccourcissement des voies ferrées quant à la démonstration expérimentale de la contraction de l'écorce terrestre au moment de certains tremblements de terre.

Toutes les observations qui précèdent montrent qu'au moment d'un grand tremblement de terre, ou bien une dislocation prend naissance, ou bien, si elle existait antérieurement, se remet en mouvement. Dans l'un et l'autre cas, elle peut être

parallèle aux lignes de relief de la région, ou faire avec elles un angle plus ou moins grand ; autrement dit elles sont longitudinales ou transversales. Cette distinction s'applique tout naturellement aux tremblements de terre correspondants et, comme nous le verrons plus loin, elle est de la plus grande importance quant au rôle que jouent les ébranlements du sol relativement à l'évolution du relief terrestre.

Parmi les tremblements de terre dont nous avons eu l'occasion de parler antérieurement, celui de San Francisco du 18 avril 1906 est un de ceux dont le caractère longitudinal est le plus marqué ; la faille San Andrès-Portolà, qui a rejoué sur plus de 300 km., est, en effet, parallèle au pied du profond talus sous-marin du Pacifique, au littoral, à la cordillère côtière plissée, aux baies allongées de Tomales et de San Francisco, aux vallées des fleuves Salinas, San Joaquin et Sacramento, à la Sierra Nevada et même à la faille de l'Owen's Valley ouverte au tremblement de terre du 26 mars 1872. Cette faille San Andrès-Portolà avait déjà rejoué, mais à un moindre degré, au tremblement de terre du 21 octobre 1868, et, fait extrêmement intéressant, elle se prolonge vers l'est-sud-est par une autre faille tout aussi longue pour aller se perdre dans les solitudes du désert Mohave qui fut le siège d'intenses mouvements au tremblement de terre de Fort Tejon du 8 jan-

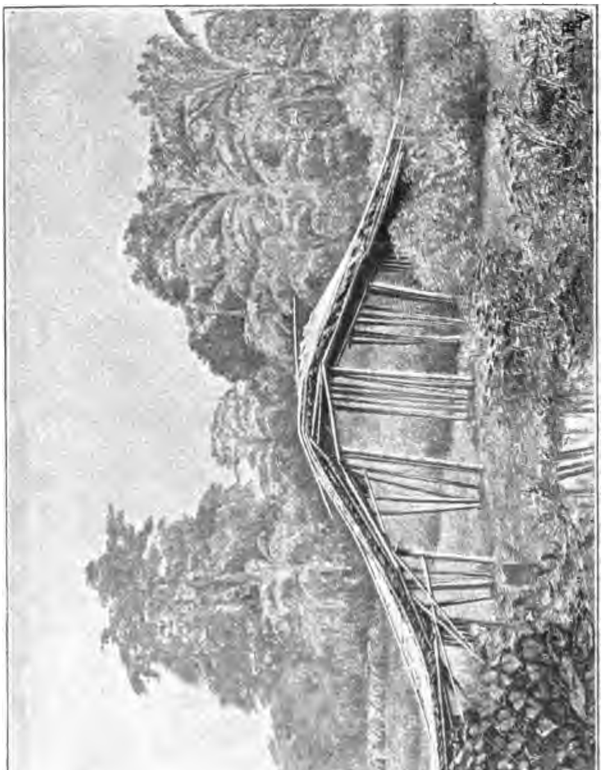
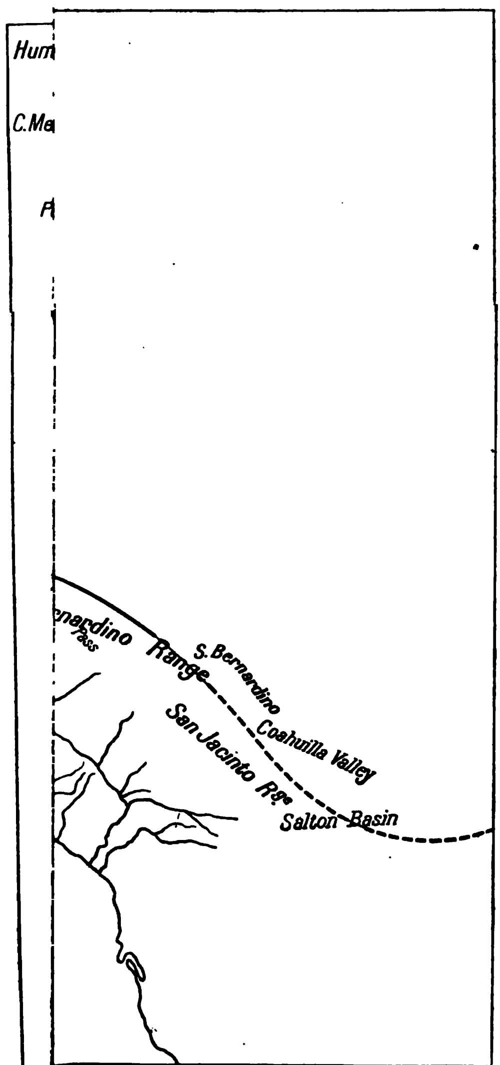


Fig. 51. — Pont aux environs de Rangpour, bombé par le tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).


Pass
Range
S. Bernardino
Coahuilla Valley
San Jacinto Rge
Salton Basin

(P. 208-209.)

ce caractère avec ceux du Shonai par rapport à la chaîne de Mahiru et ceux du graben rhénan relativement aux Vosges et à la Forêt Noire.

Les tremblements de terre transversaux sont aussi appelés tremblements de terre de décrochement. L'illustre Suess, qui a tant fait pour mettre les séismes en relation avec les dislocations tectoniques, a montré que ceux de l'Autriche prennent naissance le long de la ligne de la Kamp, transversale aux Alpes et qui, partant de Wiener-Neustadt, franchit le Danube à l'ouest de Vienne et va mourir au pied du talus du massif bohémien très stable. Ces secousses sont donc transversales aux Alpes Orientales.

On sait que l'Adriatique est une étroite aire d'affaissement entre la Dalmatie et l'Italie; perpendiculaire à la chaîne des Alpes Orientales, cette aire se prolonge sur la terre ferme jusqu'au pied de la chaîne et les tremblements de terre qui agitent la région non seulement sont transversaux, mais doivent être qualifiés de séismes de l'effondrement périadriatique. Le désastre de Bellune du 29 juin 1873 s'étendait, en effet, sur une surface allongée dont l'axe, transversal aux Alpes, allait de Venise à Innsbruck, c'est-à-dire prolongeait l'Adriatique. C'est dans ce sens seulement qu'on peut parler de tremblement de terre d'effondrement, ceux des pays karstiques dont on a parlé précédemment ne jouant qu'un rôle insignifiant.

Le célèbre tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755 a étendu ses ravages du Portugal au Maroc; il était donc transversal par

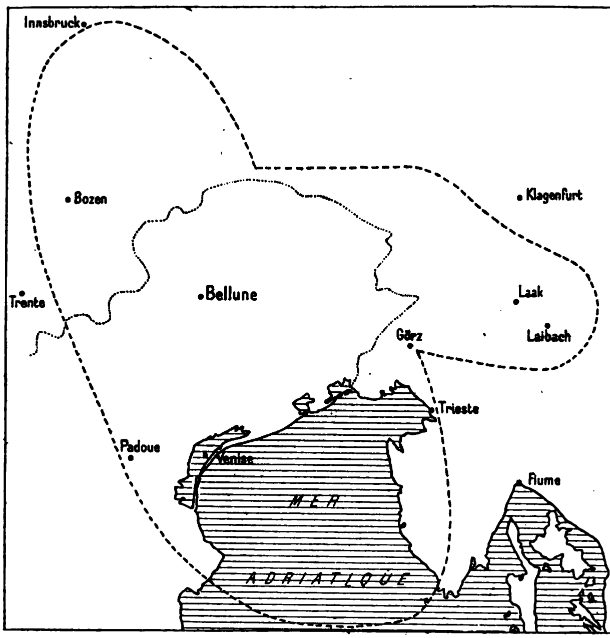


Fig. 54. — Homoséiste du tremblement de terre de Bellune du 29 juin 1873 (d'après Höfer).

rapport aux chaînes des Algarves, de la Bétique et de l'Atlas, c'est-à-dire à la zone des plissements alpins de la Méditerranée occidentale ouverte par le détroit de Gibraltar. Ces plissements se

CHAPITRE XVII

ÉVOLUTION DU RELIEF TERRESTRE ET TREMBLEMENTS DE TERRE

La plus grande partie de la surface terrestre est recouverte d'eau, ce qui pour un poète suffirait à donner raison aux antiques conceptions brodées sur le thème de la Terre sortie des eaux. Pour la science positive ou d'observation cette circonstance est accessoire, car elle nécessite l'existence de la masse océanique liquide et en même temps celle de creux à envahir en laissant émergées les parties les plus saillantes. La géologie ne nous en apprend pas moins que les terres déposées au fond des mers ont été relevées pour former le quart de la surface terrestre accessible à nos observations directes. C'est dans ce domaine restreint que nous pouvons étudier les tremblements de terre, et nous allons essayer de voir comment ils se comportent par rapport à l'évolution du

relief de la planète. Déjà nous avons constaté que ces ébranlements du sol non seulement sont propres aux lignes saillantes, ou de corrugation, considérées dans le sens le plus large, c'est-à-dire en faisant abstraction des masses océaniques liquides, mais encore se produisent en s'accompagnant de dislocations et de mouvements au sein des couches terrestres. Nous n'aurons donc de claires lumières sur les causes des tremblements de terre que si nous parvenons à les mettre en relation avec le mode même de formation du relief, autrement dit son évolution depuis les temps géolegiques les plus reculés.

Les terres émergées se partagent en zones montagneuses d'altitudes variées et en régions à peu près plates, dont le caractère de plus ou moins grande uniformité s'allie cependant avec d'assez notables différences de hauteur moyenne au-dessus du niveau des océans. L'aspect extérieur des pays de plaines ne constitue pas à lui seul leur différenciation avec les montagnes, dont les couches extrêmement disloquées contrastent avec l'allure généralement plus tranquille de celles des contrées basses. Dans les pays de montagnes, il suffit de parcourir quelques kilomètres, parfois même seulement quelques centaines de mètres, pour rencontrer les terrains les plus disparates, tandis que, très souvent, dans les régions plates, on peut voyager des jours et des semaines, sans

remarquer que la constitution du sous-sol varie sensiblement. Cette diversité d'un côté et cette uniformité de l'autre résultent de l'évolution géologique différente de chacune de ces parties de la surface terrestre et, puisque les tremblements de terre sont, comme l'observation nous l'a enseigné, des phénomènes propres au pays de grand relief, c'est qu'ils sont en étroite relation avec cette évolution même. Nous sommes ainsi amenés logiquement à exposer dans ses grandes lignes le mode de formation des montagnes et des plaines.

Sous nos yeux, les fleuves apportent constamment à l'océan une masse énorme de matières arrachées par l'érosion aux flancs des montagnes et des vallées; elles se déposent le long des rivages et jusqu'au fond des abîmes océaniques plus éloignés, pour constituer dans l'un et l'autre cas des sédiments auxquels on donne le nom de formations néritiques ou bathyales, suivant qu'elles correspondent à de faibles ou à de grandes profondeurs. Les êtres qui y vivent ne sont pas les mêmes, et inversement, à leur seul examen les naturalistes peuvent reconnaître s'ils habitent le voisinage plus ou moins immédiat des côtes à peu de profondeur, ou si, au contraire, ils caractérisent les grands fonds. Mais les formes animales actuelles et celles des époques géologiques antérieures sont les anneaux d'une chaîne tellement

continue que l'on peut en suivre la filiation et décider si tel fossile marin vivait dans une zone néritique ou bathyale des mers anciennes; en d'autres termes, les paléontologues peuvent discerner sans hésitation si telle couche sédimentaire à fossiles s'est déposée à faible ou à grande profondeur.

Les couches néritiques et bathyales ne se distinguent pas seulement par les caractères de leurs fossiles ou des êtres qui les ont habitées; en outre celles-ci sont beaucoup plus disloquées que celles-là, cette règle n'ayant qu'un sens général susceptible de souffrir des exceptions et, avec la même restriction, les couches néritiques se présentent avec de bien moindres épaisseurs que les couches bathyales. Ces dernières se montrent en longues bandes relativement étroites, tandis que les premières ont une tendance à occuper de bien plus larges espaces tout autour. On peut donc conclure de ces observations, vérifiées sur toute la surface du globe, que les couches bathyales se sont déposées au fond de longues et profondes fosses marines auxquelles on a donné le nom de *géosynclinaux* et qui accidentaient des mers beaucoup plus larges et plus étendues, au fond desquelles se déposaient en même temps des couches néritiques.

En disséquant les chaînes de montagnes par de nombreuses coupes, les géologues se sont aperçus

que la plus grande partie de leur masse est constituée par des formations bathyales relevées, plissées et disloquées, tandis que dominent sur leurs bords des formations néritiques beaucoup moins dérangées de leur situation horizontale primitive et relevée à bien moindre altitude. Dans leur ensemble, les montagnes ont donc surgi de profonds sillons sous-marins et ce sont, d'après l'heureuse expression de Suess, des fonds des mers comprimés. C'est pour cela que les sédiments y sont perturbés, tandis que les formations néritiques ayant moins eu à souffrir de ces vicissitudes, si elles n'ont pas conservé leur horizontalité primitive, du moins présentent une allure générale moins désordonnée et plus facile à analyser.

Les plus hautes chaînes actuelles se sont élevées pendant l'époque tertiaire. et même quelques-unes d'entre elles dès la fin des temps secondaires, sur l'emplacement de géosynclinaux où s'accumulèrent d'énormes épaisseurs de formations bathyales, et si on les reporte sur une mappemonde, on retrace *grosso modo* la mappemonde des régions à tremblements de terre avec ses deux cercles d'instabilité sismique maxima. On comprend maintenant pourquoi les phénomènes d'ébranlement caractérisent les grandes lignes de relief, parce que ce sont en même temps les zones les plus disloquées et qu'elles ont été les plus mobiles de l'écorce terrestre.

Mais les zones montagneuses ne constituent pas à elles seules toute la terre ferme; il y existe aussi de vastes surfaces sans relief et qui, on l'a déjà observé, sont tout à fait à l'abri des tremblements de terre. La plupart sont couvertes de sédiments néritiques, souvent bien moins encore dérangés de leur horizontalité première que ceux du voisinage des chaînes de montagnes. Tour à tour émergées ou immergées, ces terres n'ont jamais été envahies que par des mers sans profondeur, seulement *ennoyées*, comme on dit. Quoi donc d'étonnant qu'elles soient restées stables? Ainsi que le prouve l'observation, elles n'ont pas été assez dérangées et disloquées ni n'ont subi d'assez grandes vicissitudes pour que les tremblements de terre y pussent trouver un terrain favorable.

Cependant ce serait dépasser la portée des observations que d'affirmer leur absolue stabilité partout et toujours; on y rencontre aussi des régions pénésismiques, où les tremblements de terre ne sont ni très fréquents, ni redoutables. L'examen géologique de ces régions montre que, si le relief en est relativement insignifiant et si les hauteurs s'y réduisent à des collines aux contours peu accidentés, du moins les couches n'y ont pas l'allure tranquille des grandes surfaces plates et tout à fait asismiques dont nous venons de parler. Deux autres caractères essentiels les

distinguent de ces dernières; elles se présentent en longues bandes et sont constituées par des formations bathyales très disloquées, double preuve qu'elles représentent d'anciens géosynclinaux, plus tard relevés en puissantes cordillères que le temps, c'est-à-dire l'érosion et la dégradation atmosphériques, a ensuite réduites à de modestes chaînes de hauteurs ou même à l'état de pénéplaines (presque plaines). Les efforts de surrection et de dislocation se sont si bien atténués et épuisés que de rares et faibles tremblements de terre les ébranlent seulement.

Ainsi aux divers points de vue du relief actuel, du mode de formation et de la sismicité, la surface terrestre nous offre plusieurs genres de régions nettement différenciées entre elles. Les longues et étroites bandes montagneuses ont surgi du fond de profondes fosses océaniques, ou géosynclinaux; leurs couches, d'origine bathyale, sont extrêmement disloquées et plissées, les formes topographiques heurtées et pittoresques, les tremblements de terre fréquents et destructeurs. Les abords de ces chaînes sont formés de couches néritiques déposées dans des mers peu profondes, relativement peu relevées et dérangées; ce sont régions pénésismiques aux tremblements de terre plutôt rares, en tout cas sans danger extrême. De grandes surfaces continentales plates n'ont subi que d'intermittentes invasions de mers peu pro-

fondes et leurs sédiments restés horizontaux, ou à peu près, moins disloqués encore et seulement entamés par l'érosion, ne présentent que des paysages uniformes et sans caractère; les tremblements de terre y sont presque inconnus et jamais graves; elles sont asismiques. Enfin, d'autres bandes étroites, de relief modéré et de topographie indécise ou peu accidentée, représentent d'anciennes chaînes ruinées; surgies elles aussi du fond de géosynclinaux, elles ne sont plus ébranlées que par des tremblements de terre peu fréquents et rarement redoutables; elles sont pénésismiques. La dépendance mutuelle entre le relief, l'état de dislocation, l'évolution et la sismicité apparaît maintenant avec une lumineuse clarté, et ce sont seulement des observations concordantes faites dans le domaine de plusieurs sciences, géographie, géologie, paléontologie, stratigraphie et sismologie, qui nous ont pas à pas conduits à cet imposant faisceau de déductions inattaquables relatives à la genèse des tremblements de terre. Ce sont décidément des phénomènes tectoniques ou plus généralement orogéniques.

Le tableau synthétique que nous venons d'esquisser à grands traits ne se rapporte ni à des lieux, ni à des temps déterminés; il ne laissera donc pas l'impression de choses vues. Pour ce motif, il est nécessaire d'aborder le problème en sens inverse et de suivre pour une région parti-

culière du globe l'évolution de son relief et de ses tremblements de terre depuis les origines accessibles aux investigations géologiques. Ce sera l'Europe dont la géographie est plus familière à tous; mais les vicissitudes qu'elles a subies au cours du temps sont, aux détails près, celles de tous les continents.

A la base des terrains de nature incontestablement sédimentaire, mais surtout au nord du 40e parallèle, se rencontrent des formations appelées archéennes. Privées de restes organisés, mais généralement très épaisses, elles sont partout disloquées et plissées. On peut donc croire par analogie qu'à ces époques immensément reculées, il a tremblé énergiquement partout, c'est-à-dire qu'il y a eu autrefois des régions sismiques dans tous les lieux où se sont déposées ces couches; mais grâce à l'extinction totale des mouvements tectoniques, ces régions sont arrivées au repos sismique définitif.

Puis est venue la période algonkienne, dont les sédiments conservés jusqu'à nos jours ne sont pas tous plissés. La présence de nombreuses et puissantes formations d'origine détritique révèle la destruction complète de chaînes archéennes et on peut y distinguer au moins confusément plusieurs cycles de surrections et de disparitions de chaînes. En particulier, on reconnaît les reliques d'une chaîne huronienne dont les fragments européens,

les îles Lofoten, les Hébrides et l'extrême Nord de l'Écosse ont été raccordées hypothétiquement au travers de l'Atlantique à des plissements américains contemporains et de même direction. Toutes ces régions sont asismiques, mais il n'en a certainement pas été ainsi aux temps de leur surrection. L'effort orogénique huronien est à tout jamais éteint; il ne laisse plus aucune trace sous forme de tremblements de terre.

Plus tard, pendant le premier tiers de l'époque primaire ou paléozoïque, a surgi une chaîne appelée calédonienne et représentée par les Grampians et l'axe de la péninsule Scandinave. Déjà nous abordons des régions où les tremblements de terre ne sont plus tout à fait inconnus, mais ceux de maintenant ne sont qu'un faible souvenir de ceux qui les ont agitées, si l'on en juge par la grandeur des dislocations. Entre temps se constituait le continent nord-atlantique, dont la partie européenne la plus étendue forme la plate-forme russe. Elle n'a jamais été que temporairement recouverte par des mers sans profondeur, les sédiments y sont à peu près horizontaux; il n'y tremble pas et il n'a jamais pu y trembler beaucoup, sinon aux temps archéens bien antérieurs à l'époque des plissements calédoniens. On notera que ceux-ci se rencontrent notablement au sud des plissements huroniens et cette marche vers l'équateur se continuera, comme nous allons le voir, aux époques suivantes.

La fin de l'époque primaire a été marquée par la surrection d'une puissante chaîne qui s'étendait de l'Irlande et du pays de Galles jusqu'au bassin du Donetz par la Bretagne, l'Ardenne, la Bohême et la Silésie. Ses restes sont encore en saillie, le temps écoulé n'ayant pas encore suffi à la rayer de la surface terrestre. C'est une zone de régions pénésismiques jalonnant à notre époque ces plissements appelés hercyniens ou armoricains-varisques.

L'ère secondaire, ou mésozoïque, a été caractérisée par une tranquillité orogénique au moins relative. Les chaînes hercyniennes se sont dégradées et abaissées, mais à la fin les poussées orogéniques reprirent toute leur activité; puis, successivement, pendant l'ère tertiaire et jusqu'à l'aurore des temps préhistoriques animés par la venue de l'homme, s'édifièrent tour à tour au sud des chaînes hercyniennes, les Pyrénées, les Alpes et les Apennins. En même temps que leur âge, de la première à la troisième de ces chaînes, le relief diminue, car il faut compter celui des Apennins depuis le fond de la mer Tyrrhénienne qui descend à 3 000 et 4 000 mètres. C'est aussi dans le même ordre que les tremblements de terre y gagnent en fréquence et en intensité, on ne sait que trop qu'ils sont incessants et destructeurs dans la péninsule italique.

Le parallélisme entre le relief et l'activité des tremblements de terre apparaît maintenant com-

plet, qu'il s'agisse de l'espace ou du temps, et cette revue très sommaire des vicissitudes principales de l'Europe se répète sur toutes les terres actuellement émergées à la surface du globe. Les deux cercles d'intensité sismique maxima doivent donc leur existence à ce qu'ils englobent les zones où se dressent les montagnes les plus récentes et par suite les plus saillantes de notre époque. La répartition des régions à tremblements de terre est temporaire quant aux époques géologiques et, en Europe, elles ont dû émigrer du nord au sud pour suivre les plissements des chaînes tour à tour édifiées et démolies.

C'est donc une loi générale qui rend solidaires les poussées orogéniques et les tremblements de terre. S'il en est ainsi, et l'observation en est le plus sûr témoignage, il ne nous sera pas interdit de risquer un coup d'œil sur l'avenir réservé au relief terrestre.

En étudiant les rapports qui existent entre le tracé des côtes des océans et la disposition des reliefs voisins, on rencontre deux circonstances tout à fait opposées. Ici les côtes sont déterminées par les lignes de relief, et leur sont parallèles; là, au contraire, elles en sont indépendantes et les recoupent. Le premier type est celui des côtes du Pacifique, le second caractérise presque tout le littoral de l'Atlantique. Ces deux dénominations s'appliquent aux côtes des autres océans. Il est

facile de constater que, d'une façon générale, les tremblements de terre ébranlent les côtes du type pacifique et respectent celles du type atlantique. Cette observation rentre logiquement dans l'ordre des choses, puisque celles-là bordent de puissantes chaînes récentes dont le pied plonge dans de profondes fosses océaniques. Mais que devient dans cette nouvelle interprétation des faits le cercle alpin-himalayen d'instabilité maxima? La réponse est bien simple : d'une part les côtes méditerranéennes appartiennent généralement au type pacifique et d'autre part les dépressions continentales qui prolongent cette mer en Mésopotamie et dans la vallée du Gange seraient des mers à côtes du même type, si un léger affaissement de la croûte terrestre les faisait immerger à nouveau. La relation entre la forme d'une côte et son instabilité ou sa stabilité sismique a donc un caractère général.

Morphologiquement parlant, toute la périphérie du Pacifique est un immense géosynclinal, puisqu'elle est bordée de grandes profondeurs disposées linéairement. En est-elle réellement un? L'hypothèse est vraisemblable et admise par les plus éminents géologues; nous l'accepterons sous bénéfice d'inventaire. C'est donc là, si l'histoire des vicissitudes terrestres doit se répéter, que s'édifieront plus tard par compression latérale de nouvelles cordillères quand, du cap Horn au détroit de Behring, se seront suffisament dégradées les

Andes et les Rocheuses. Les tremblements de terre longitudinaux du littoral pacifique américain et les vagues sismiques destructives qui les ravagent, semblent corroborer cette manière de voir, et bien des sismologues pensent que ces soubresauts de l'écorce terrestre correspondent à un approfondissement par saccades des fosses littorales profondes. Or la géologie nous enseigne qu'il en a été souvent ainsi au sein des géosynclinaux antérieurs. L'analogie nous permet donc, au moins jusqu'à un certain point, de prévoir la répétition des surrections le long des côtes du type pacifique, parce qu'elles sont le siège à peu près exclusif des tsunamis, tandis qu'au contraire ces phénomènes sont inconnus, ou peut s'en faut, le long des côtes si généralement stables du type atlantique.

Ainsi la Sismologie, après nous avoir révélé le rôle fondamental que jouent les tremblements de terre dans les transformations du relief terrestre dans le passé et le présent, nous permet aussi de lever un coin du voile qui nous en cache le mystérieux avenir.

A s'en tenir au tableau qui précède, on pourrait croire complètement résolu le problème sismogénique ; il s'en faut et de beaucoup ; à l'exposé des résultats, un correctif s'impose. Sans doute les longs bourrelets en relief qui sont le trait le plus saillant de la Face de la Terre ont surgi du fond des anciens géosynclinaux; mais cette formule

n'est qu'un commode schéma, tant a été extrême dans le détail la complication véritable du processus, qui ne s'est pas produit de façon continue, ni par un mouvement d'ensemble. Toutes les combinaisons possibles se rencontrent dans l'histoire d'une chaîne, aussi bien des mouvements antérieurs et postérieurs à la surrection principale que des mouvements en sens contraire et des morcellements. Les tremblements de terre ne pourront donc que s'en ressentir et, de fait, c'est une question ardue que de mettre partout les séismes d'une région en relation précise avec ses vicissitudes géologiques de détail.

Chose plus grave, l'écorce terrestre a subi, et subit sans doute encore, des mouvements plus étendus que les surrections. Nommés mouvements *épirogéniques*, ils affectent surtout les aires continentales. Ce sont des gauchissements de vastes surfaces qui, avec le temps, ont permis aux mers de les envahir ou de les abandonner alternativement. Contrairement à ce qui se passe dans les surrections, l'amplitude horizontale prédomine sur celle des mouvements verticaux, et c'est à ces vicissitudes du niveau relatif des mers et des terres que l'on doit rattacher les anciennes lignes de rivages maintenant exondées à diverses hauteurs qui s'observent le long d'un si grand nombre de côtes. C'est à des époques très rapprochées de l'apparition de l'homme que, par exemple. la

péninsule scandinave a subi de tels mouvements et que l'Asie centrale a été soulevée pour ainsi dire en bloc et à plusieurs reprises jusqu'à l'époque quaternaire, comme l'ont prouvé les plus récentes explorations. Les phénomènes généraux se sont produits à toutes les époques géologiques et ont causé les transgressions et les régressions des mers sur d'immenses étendues. Quant aux relations qu'ils peuvent avoir avec les tremblements de terre, elles sont encore tout à fait obscures et l'observation n'a rien donné dans ce sens jusqu'à présent. Est-il admissible cependant que ces vastes mouvements se soient produits, ou continuent à se produire lentement, sans ébranlements sismiques et ne correspondent qu'à des « bradysismes » ? Nous ne pouvons l'imaginer.

Si donc nous touchons à la solution du problème de la genèse des tremblements de terre, subordonnés aux efforts horizontaux de compression, c'est-à-dire de surrection, en un mot dus à l'orogenèse, nous ne savons rien de ceux que vraisemblablement ne peuvent manquer de causer les efforts verticaux de gauchissement, ou d'affaissements et de soulèvements. La carrière à parcourir dans cette voie par les sismologues de l'avenir reste aussi longue que pleine de promesses.

CHAPITRE XVIII

LES TREMBLEMENTS DE TERRE EN FRANCE ET DANS SES COLONIES

Le territoire de la France n'est pas aussi indemne du péril sismique qu'on se l'imagine communément, mais le tremblement de terre de Provence du 11 juin 1909 est venu enlever toute illusion à cet égard, et sans aller chercher loin dans l'histoire le souvenir perdu d'anciens événements de ce genre et tout aussi graves, il suffira de rappeler les ruines du Niçois et de la Riviera du 23 février 1887. Cependant après les immenses travaux sismologiques d'Alexis Perrey, qui resteront longtemps encore une riche mine de documents sur les tremblements de terre du monde entier, s'est produit en France une longue période d'indifférence pour ces phénomènes. Une succincte esquisse des conditions de stabilité et d'instabilité des territoires français ne sera donc pas superflue et, du reste,

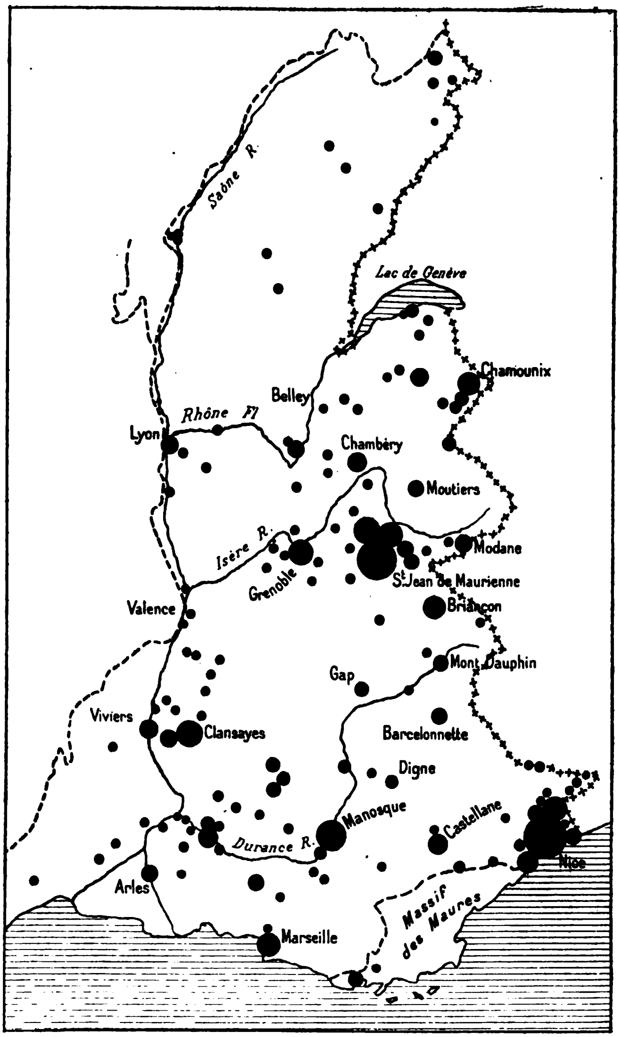


Fig. 55. — Vallée du Rhône et Alpes françaises.

ce sera le meilleur moyen de concrétiser les notions développées sur les causes géologiques générales des tremblements de terre.

Les Alpes Maritimes sont, en France, la région la plus exposée, le désastre de 1887 en fait foi, et les annales historiques ont conservé le souvenir de nombreux tremblements de terre destructeurs dont les traces sont encore reconnaissables dans les anciennes constructions de plusieurs localités peu fréquentées des vallées intérieures. Mais ce n'est que la partie occidentale d'une province sismique ligurienne plus étendue et comprenant le versant méridional des Apennins tout autour du golfe de Gênes. A peu de distance de la côte, de grandes profondeurs marines s'ajoutent aux altitudes des deux chaînes, ce qui confirme la loi du relief. Durant l'époque tertiaire, il y a eu successivement une haute surrection pendant le Messinien (Miocène), puis un affaissement notable plus tard au Pliocène et enfin un nouveau soulèvement au Quaternaire. De telles vicissitudes si récentes sont amplement suffisantes pour justifier l'actuelle instabilité.

Tout le versant occidental des Alpes est sujet aux tremblements de terre, mais seule la Provence est à quelque degré une région sismique, le reste étant seulement pénésismique. Il s'agit là d'un territoire dont les plissements alpins, suite d'ailleurs de mouvements plus anciens, ont atteint une

extrême complication, et l'on peut constater que leurs foyers les plus habituels occupent à l'ouest l'emplacement d'un géosynclinal secondaire de surrection miocène et jalonnent à l'est un autre géosynclinal du Carbonifère et du Trias, plus ancien que le précédent. Des séries de nombreuses secousses observées à Clansayes (1772-1773) et à Monrond-en-Maurienne (1838-1840) et le tremblement de terre destructeur de Salon, Rognes et Beaulieu du 11 juin 1909, sont les événements sismiques les plus notables de la région, du moins dans les temps modernes; ils trouvent, dans les circonstances générales qu'on vient de rappeler, une ample justification. Le dernier d'entre eux a été mis en relation, très légitimement sans doute, avec des failles postpliocènes, c'est-à-dire très récentes. Les secousses de la Suisse occidentale se propagent très fréquemment en Savoie et en Dauphiné; elles sont incontestablement liées à la grande surrection alpine.

De nombreuses dislocations manifestent le caractère tectonique de quelques secousses du Lyonnais et de la vallée de la Saône et, quant au Jura, ses remarquables plissements déjà très anciens n'ont donné lieu qu'à une région tout juste pénésismique. Remiremont et Bourbonne-les-Bains forment un petit district instable qui s'explique par les affaissements tertiaires qui ont formé la vallée du Coney dans des conditions

assez analogues aux mouvements entre des failles parallèles et en escalier qui ont façonné le *graben* rhénan entre les Vosges et la forêt Noire et se continuent en ébranlant, parfois même assez vivement, toute la région.

En poursuivant notre tour de France vers le nord, nous ne retrouvons plus que la région pénésismique du bassin houiller franco-belge dont les tremblements de terre ont déjà été mis en relation avec les plissements et la surrection de la chaîne hercynienne de l'époque carbonifère, et c'est au même événement géologique que peuvent se rattacher les quelques secousses des petits bassins houillers sporadiques de la Normandie, de la Vendée et même du Plateau Central.

De petits foyers de légère instabilité s'éparpillent dans l'Ouest : Brest, Basse-Loire et Vendée. La presqu'île bretonne figure deux anticlinaux d'ancienne consolidation, ce qui signifierait une grande stabilité, si des mouvements postérieurs récents de morcellement, puis l'ennoyage de la Manche et le recul du golfe tertiaire de la Loire n'étaient venus introduire des éléments de mobilité.

La stabilité du Plateau central, ancienne relique de terres maintenant morcelées, est trop naturelle pour qu'il soit nécessaire d'insister; nous signalerons seulement que cette stabilité n'est altérée en rien par le souvenir de l'activité volcanique à peine

éteinte de l'époque tertiaire. Sur le bord méridional de cette unité géologique bien définie, l'architecture tabulaire des Causses justifie leur complète asismicité malgré l'importance qu'atteignent dans le sous-sol les phénomènes de circulation des eaux souterraines.

Nous avons déjà parlé des tremblements de terre des Pyrénées qui agitent surtout le versant français le plus abrupt et au bord de l'ancien détroit tertiaire de l'Aquitaine. De Bagnères-de-Bigorre à Saint-Jean-de-Luz s'étend une région pénésismique très notable.

La Corse est absolument asismique ; c'est qu'elle représente un fragment de terres tyrrhéniennes seulement

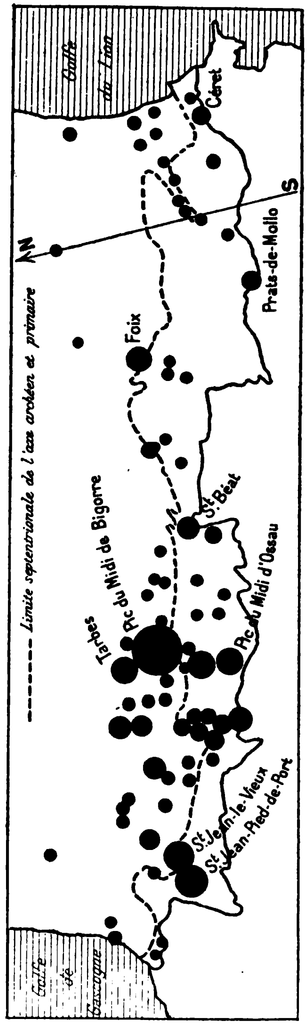


Fig. 56. — Pyrénées françaises.

morcelées et effondrées récemment, comme contre-partie du plissement et de la surrection de l'Apennin.

L'Algérie est de beaucoup de tous les territoires français le plus exposé aux tremblements de terre et les désastres plus ou moins graves, mais toujours sérieux d'Oran, de Cherchell et de Gouraya, de Blida, d'Aumale et de Constantine, en attestent l'instabilité. Géologiquement, elle n'appartient pas au continent africain, vieille unité stable et sans grandes vicissitudes, mais bien à la zone des plissements tertiaires alpins-méditerranéens, avec complication de phénomènes d'effondrement le long de la côte, signalés par le voisinage de l'isobathe de 2 500 mètres et jalonnés par des pointements éruptifs. Les tremblements de terre disparaissent rapidement au sud de l'Atlas dans la région des Chotts, où ne s'observent que des plissements à grand rayon de courbure. L'Algérie instable a des côtes du type pacifique, tandis que la Tunisie, moins sujette aux tremblements de terre, les possède du type atlantique et ne domine pas de grandes profondeurs sous-marines, contrairement à sa voisine.

Le Sahara et le Soudan sont asismiques, comme tout le reste du continent africain. Les anciens plissements ont eu le temps d'être entièrement arasés et la seule vicissitude récente a été un ennoyage crétacé. L'absence des tremblements de terre est ainsi pleinement expliquée.

Madagascar est une dépendance de l'Afrique et on la considère comme un fragment de l'ancien continent de Gondwana, émergé depuis l'époque primaire, mais effondré sur l'emplacement de l'océan Indien. Cette conception, en ce qui concerne la grande île, va peut-être se modifier à la suite des dernières explorations géologiques, de sorte que les tremblements de terre de l'Imérina, du reste plus fréquents que graves, de-

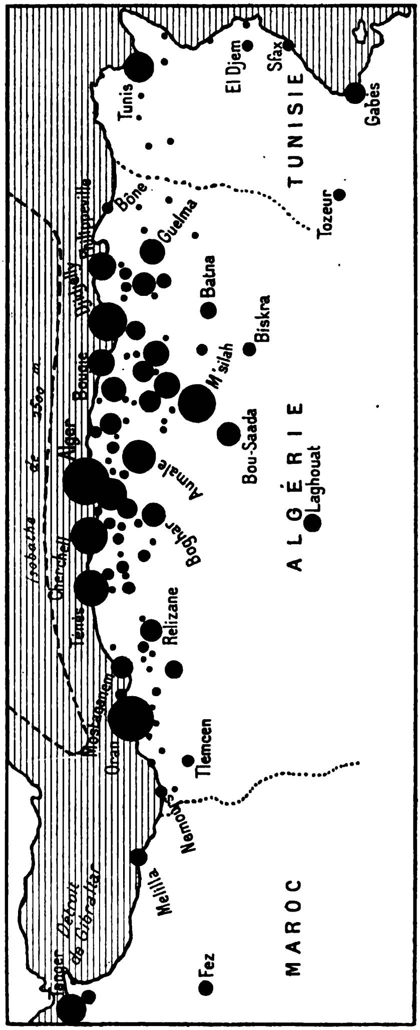


Fig. 57. — Pays barbaresques.

vront sans doute être rattachés à la présence du Carbonifère et des plissements correspondants au lieu d'être attribués à la grande fracture qui a donné lieu au relief dissymétrique de l'est. La question reste obscure.

Les îles françaises de la Guadeloupe et de la Martinique font partie de la région sismique des Petites Antilles, qui reposent sur un socle long et étroit tendu entre les Grandes Antilles et le continent sud-américain et dominant à peu de distance des fonds de 5 000 mètres du côté de l'Atlantique. La formation de cet arc est récente et s'est compliquée de phénomènes volcaniques grandioses qui ont en partie construit les îles au milieu de l'océan. On se rappellera toutefois que si les tremblements de terre y sont assez redoutables, du moins la catastrophe presque sans précédent de Saint-Pierre, rasée le 8 mai 1902 par une nuée ardente descendue de la Montagne Pelée, s'est produite sans le moindre ébranlement sismique du sol.

En Océanie, la Nouvelle-Calédonie, dépourvue de volcans, et les Nouvelles-Hébrides, qui en présentent d'actifs encore, ne sont que rarement secouées.

Des tsunamis ont parfois ravagé les Marquises et Tahiti. On ne sait s'ils sont d'origine cyclonique ou sismique; en tout cas, les tremblements de terre sont peu fréquents dans ces îles.

Les plissements tertiaires himalayens n'ont guère

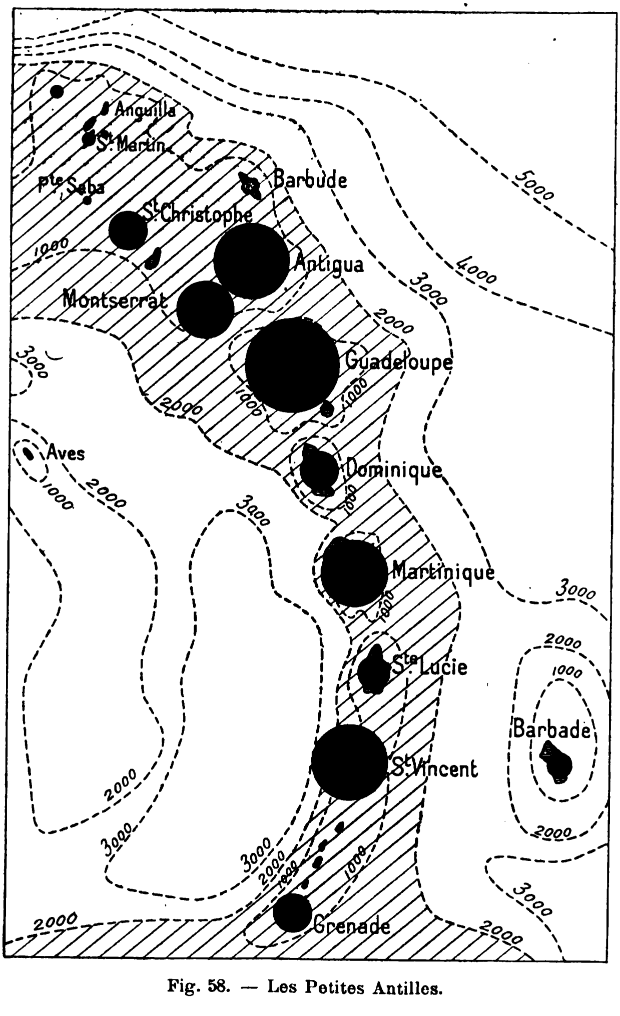


Fig. 58. — Les Petites Antilles.

atteint l'Indochine; aussi les tremblements de terre y sont rares et sans gravité.

Ces quelques détails montrent que toutes les variétés de circonstances de stabilité et d'instabilité se rencontrent dans les territoires français. A ce titre seul, les tremblements de terre méritent d'attirer l'attention, puisque les régions exposées à leurs dégâts sont assez nombreuses.

CHAPITRE XIX

LA CONSTITUTION INTERNE DU GLOBE ET LES TREMBLEMENTS DE TERRE

La question de l'état interne du globe a préoccupé les penseurs de toutes les époques et, autour de ce problème, se sont échafaudées des hypothèses d'autant plus nombreuses qu'il s'agit d'une portion de l'espace pratiquement inaccessible aux investigations de l'homme. Les philosophes de l'antiquité classique, habitués à voiler leurs conceptions sous des mythes religieux, avaient imaginé de toutes pièces le Phlégéton, fleuve de feu entourant les Enfers, et cette pure création de leur esprit a pris beaucoup plus tard la forme du noyau terrestre interne, fluide et incandescent, hypothèse qui a fini par passer dans le public à l'état de véritable dogme scientifique. Il est vrai que, au moins en apparence, bien des faits semblent l'appuyer : les éruptions volcaniques ramènent à la surface des

laves fluides et incandescentes; la chaleur interne augmente à mesure qu'on descend plus profondément dans les puits de mines; à la suite de Laplace, la plupart des astronomes font dériver les corps célestes de la condensation d'une nébuleuse et qui ont dû passer successivement par des stades gazeux, puis fluide, avant d'arriver à l'état solide où nous voyons plusieurs d'entre eux maintenant, la terre et la lune par exemple; Jupiter ne semble pas encore être parvenu à l'état solide; etc. Mais en ce qui concerne l'état réel de l'intérieur de la terre, rien de tout cela ne constitue des faits d'observation directe. Heureusement, les ondes sismiques se propagent au travers de la masse terrestre, et comme leur vitesse de propagation dépend directement de la densité et des propriétés physiques du milieu traversé, elles nous donnent un moyen d'acquérir des renseignements expérimentaux sur l'état interne du globe. Cet état n'est pas en dépendance moins intime avec la forme extérieure de la planète, de sorte que s'impose préalablement une étude sommaire de celle-ci.

On appelle géoïde la surface d'équilibre de la masse océanique liquide et, pour que cette définition ait un sens quant à la forme générale de la planète, on suppose les continents traversés par des canaux dans lesquels pénétreraient les mers, qui y prendraient leur niveau hydrostatique. Depuis

Huyghens et Newton, la forme et les dimensions exactes du géoïde ont suscité de très nombreuses recherches théoriques, et d'innombrables mesures géodésiques ont fini par nous les faire connaître en dehors de toute hypothèse. On sait maintenant que c'est un ellipsoïde aplati de révolution, c'est-à-dire obtenu par la rotation d'une ellipse autour de son petit axe, l'axe des pôles terrestres. L'aplatissement polaire est le rapport entre la différence des deux axes et le plus grand des deux, celui de l'équateur.

Plusieurs méthodes se sont présentées pour mesurer l'aplatissement terrestre. Les mesures géodésiques d'arcs de méridiens conduisent à des résultats concordants, quelle que soit la région de la terre où l'on opère. Depuis Clairault, qui avait évalué l'aplatissement à 1/297,8, les progrès des procédés de mesures ont fait adopter par Bessel, au milieu du XIX[e] siècle, la valeur de 1/299 et les travaux récents d'Helmert ont finalement donné 1/298,3, aplatissement généralement admis maintenant. Il en résulte un rayon équatorial de 6 377 kilomètres et un rayon polaire plus court d'environ 21 kilomètres.

A la surface de la terre, l'accélération de la pesanteur varie en augmentant de l'équateur aux pôles, puisque peu à peu on se rapproche de 21 kilomètres de son centre, ou centre d'attraction. Or le nombre g est inversement proportionnel au carré de la

durée d'oscillation d'un pendule. L'observation confirme cette loi et le mouvement d'un pendule s'accélère progressivement et régulièrement en passant de l'équateur aux pôles. On a donc là un moyen de mesurer indirectement l'aplatissement. A l'équateur g est de 9 780 millimètres : c'est la hauteur à laquelle parvient au bout d'une seconde un corps laissé libre de tomber dans le vide, et au pôle cette valeur s'augmente des 531 cent millièmes de sa valeur.

Mais en chaque point de la surface terrestre la valeur de g, ou la gravité, ne dépend pas seulement de sa latitude, ou en fin de compte de sa distance au centre de la terre; elle varie aussi, quoique dans de très faibles limites, en raison de nombreux facteurs locaux, la forme du relief, la nature des roches et suivant qu'il s'agit de la terre ferme ou des océans, car tous ces éléments influent sur la valeur de l'attraction. En éliminant ces causes de variations par la discussion d'ailleurs très délicate d'innombrables mesures, il n'en reste pas moins des anomalies locales de la pesanteur et on a pu les mettre en relation avec la sismicité des divers points de la surface terrestre où l'on a effectué des mesures pendulaires.

Cela s'explique. Ces anomalies s'observent, en effet, surtout en mer, le long des profondes fosses océaniques et, sur la terre ferme, dans des régions très disloquées, en un mot là où se présentent,

comme on l'a constaté précédemment, les circon-

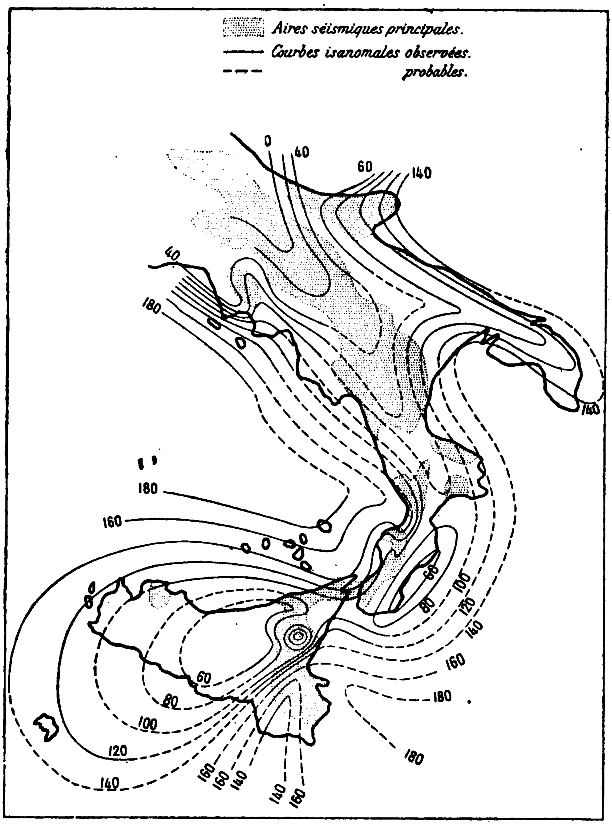


Fig. 59. — Italie méridionale et Sicile.
Courbes isanomales de la gravité (d'après Riccò).

stances les plus favorables à la production des tremblements de terre. Cette dépendance a été

mise en lumière par Riccó pour les régions sismiques de la Sicile et des Calabres et par Burrard pour celles de la plaine indo-gangétique au pied de l'Himalaya. Enfin, il n'est pas jusqu'à des régions pénésismiques, comme le bassin du Donetz dans le sud de la Russie, où les anomalies de la gravité ne se montrent en relation avec des tremblements de terre dont la fréquence, non justifiée par le relief actuel, s'explique cependant par des dislocations profondes qui représentent les racines d'une ancienne chaîne hercynienne complètement arasée. Il y a là toute une voie nouvelle de recherches intéressantes qui ne sont encore qu'amorcées.

Nous allons voir maintenant comment la forme de la terre, ou son aplatissement, sont en directe dépendance avec son état interne.

Cette forme est une conséquence de ce qu'en chaque point la direction de la pesanteur, ou la verticale, est la direction de la résultante de l'attraction terrestre sur le point considéré et de la force centrifuge due à la rotation de la terre autour de l'axe de ses pôles. Tout ce qui a un rapport quelconque, mais défini et mesurable, avec la verticale d'un lieu pourra donc fournir un moyen indirect de déterminer cette forme par l'observation. Or c'est au premier chef la latitude, ou l'angle de la verticale avec l'axe des pôles. D'innombrables mesures prouvent que ce n'est pas là un élément constant pour un lieu déterminé, car elle subit

des variations continues d'allure périodique, dont l'existence même prouve la mobilité de l'axe des pôles relativement à la masse terrestre. Le point où l'axe coupe la sphère céleste décrit en 26 000 années environ une petite ellipse autour de sa position théorique moyenne. En d'autres termes, la terre n'est pas animée d'un mouvement simple de rotation autour de son axe de figure, elle a celui d'une toupie et tout le monde sait comment ce jouet s'incline tandis qu'il tourne rapidement. Ce phénomène, appelé la précession des équinoxes, n'est lui-même qu'une première approximation et il faut y ajouter la nutation, effet de l'attraction de la lune sur le renflement terrestre équatorial. Si la nutation existait seule, le pôle décrirait en dix-huit ans et demi un petit cercle de 10 mètres de rayon et, de la combinaison de ce mouvement avec celui dû à la précession, résulte pour l'axe polaire terrestre une sorte de balancement ondulatoire autour de sa position moyenne et dont l'observation conduit, pour l'aplatissement, à une valeur voisine de celles obtenues précédemment par les mesures géodésiques.

Il y a plus : ces deux phénomènes combinés ne rendent pas compte de toute la variation de la latitude d'un lieu. Il y a encore un petit résidu qui passe alternativement par des maxima et des minima assez irréguliers d'ailleurs. Des sismologues éminents, comme Milne, Cancani et d'autres,

ont cru pouvoir affirmer que ces maxima correspondent à ceux de l'activité sismique mondiale, si l'on mesure celle-ci par le nombre annuel des mégaséismes. Cette relation n'est du reste pas encore acceptée sans discussion par tout le monde. Quoi qu'il en soit, pour que l'axe de la toupie terrestre subisse dans l'espace ces ultimes variations outre celles dues à la précession et à la nutation, il faut, d'après les principes de la mécanique rationnelle, que des portions plus ou moins grandes de sa masse soient elles-mêmes déplacées par rapport à l'axe de rotation. Plusieurs causes peuvent produire ce résultat : d'abord les mouvements généraux de l'atmosphère et aussi des accumulations de neiges et de glaces sur les calottes polaires. C'est insuffisant et nous y ajouterons, mais sous réserves, les grands charriages des couches profondes les unes sur les autres et qui font partie, comme l'enseigne la géologie, du processus normal de la surrection des chaînes de montagnes. Or cette surrection est elle-même en relation avec les grands tremblements de terre. Sous une forme nouvelle et par l'intermédiaire d'un intéressant problème d'astronomie, celui de la variation des latitudes, les séismes se retrouvent en dépendance directe avec les phénomènes orogéniques. Il faut toutefois noter que ces déductions restent quelque peu sujettes à discussion.

Le calcul permet d'attribuer une période de

305 jours au balancement polaire dont il s'agit, mais dans la supposition que la terre soit un solide de rigidité et d'indéformabilité parfaites. Or la période observée est de 425 jours, et cette différence entre la théorie et l'observation s'expliquera si la terre, non tout à fait rigide et indéformable, est capable de céder légèrement aux influences qui produisent les variations de latitude. La rigidité limitée qu'aurait ainsi la Terre dans son ensemble pour expliquer la différence de 120 jours est, d'après Newcomb et Hough, égale à celle qu'aurait une sphère d'acier des mêmes dimensions, et ce résultat remarquable, que nous allons retrouver par d'autres voies, nous éloigne singulièrement de l'hypothèse du noyau fluide interne terrestre.

Comme chacun sait, les marées sont une conséquence directe de l'attraction du soleil et de la lune sur les masses océaniques liquides, que limite une surface capable de céder et de se déformer. Grâce à la bien plus petite distance de la lune à la terre, son action est prépondérante par rapport à celle du soleil, et il en résulte pour la surface des océans une sorte de renflement ou d'intumescence, qui suit le mouvement du satellite et fait monter le niveau des mers le long des côtes qu'elle rencontre dans sa marche. Mais si l'écorce terrestre était flexible, elle se déformerait également, et il n'y aurait plus de marées, c'est-à-dire de déplacement relatif d'une masse liquide par rapport à la

terre ferme. Cela est de toute évidence. Le calcul permet de prévoir la hauteur de la marée dans l'hypothèse d'une terre absolument rigide et indéformable, et la différence du résultat obtenu avec la hauteur de marée observée mesure de combien la terre est loin de posséder une parfaite rigidité. Or il se trouve que cette rigidité doit être celle de l'acier, comme nous l'avons obtenu déjà tout à l'heure. La concordance des deux méthodes indépendantes est à elle seule une forte présomption en faveur de la réalité du résultat.

Cette déformabilité de la terre ne laissera pas que de surprendre et l'on voudra en avoir un autre témoignage que celuì de savants calculs mathématiques. Le problème est accessible à l'observation directe et le pendule sismographique horizontal a permis à Hecker d'y parvenir. Dans cette intuition, il a installé à l'Institut géodésique de Potsdam un de ces appareils choisi parmi les plus sensibles, en le plaçant au fond d'un puits de 25 mètres de profondeur pour le soustraire à toute action extérieure perturbatrice. Si la croûte terrestre est flexible, c'est-à-dire susceptible de céder complètement à l'attraction luni-solaire, le pendule sera déplacé exactement comme sa base et aucun mouvement relatif ne pourra être décelé entre lui et la surface terrestre. Si, au contraire, la rigidité de la terre est parfaite, le pendule subira seul tout l'effet de l'attraction variable suivant la

position de la lune et du soleil par rapport à la terre, et l'analyse mathématique permet de calculer quel serait ce mouvement du pendule. Après plusieurs années d'observations, de 1902 à 1907, Hecker a trouvé que le mouvement relatif du pendule était les deux tiers de ce qu'il aurait été dans l'hypothèse d'une terre douée dans son ensemble de la ridigité d'une sphère d'acier. Une marée luni-solaire de l'écorce terrestre est ainsi mise en évidence expérimentalement.

Déjà, dès 1881, G. H. Darwin avait démontré par l'observation que, sous l'influence de l'attraction luni-solaire, la verticale d'un lieu est en perpétuel mouvement, ce qui donne naissance à d'infimes microséismes. Mais les observations d'Hecker sont encore plus probantes puisqu'elles décèlent une marée de l'écorce dont l'amplitude atteint deux décimètres. Il y a là un remarquable et double contraste entre l'opinion de Perrey et de ses prédécesseurs et les résultats récents dont il s'agit. D'un côté, on supposait une marée d'un noyau interne fluide comme cause de macroséismes; de l'autre, on observe par l'expérience une marée d'une croûte terrestre aussi rigide que l'acier comme cause de microséismes. Il ne saurait y avoir de plus flagrante opposition entre les hypothèses d'autrefois et les résultats expérimentaux d'aujourd'hui.

Les observations astronomiques font connaître

la masse de la terre comme conséquence de son mouvement dans l'espace sous l'influence de l'attraction du soleil et des autres astres du système planétaire. Il suffit pour cela d'appliquer les lois de l'attraction universelle. On peut y arriver expérimentalement aussi au moyen de la balance de Cavendish, qui sert à mesurer l'attraction de la terre sur des boules métalliques. D'autre part les mesures géodésiques donnent le volume de la terre, de sorte qu'en dehors de toute théorie et par la seule observation, on peut calculer la densité de la terre considérée dans son ensemble. Le résultat obtenu est qu'elle pèse 5,5 fois plus qu'une sphère d'eau pure de même dimension. Au contraire, la densité moyenne des roches qui constituent la très mince partie de l'écorce terrestre accessible à nos moyens d'investigation est comprise entre 2,6 et 2,8 seulement. Le reste de la sphère a donc une densité beaucoup plus grande et il nous faut rechercher quelle répartition des masses à l'intérieur de la terre, ou de sa densité, peut être compatible avec ce résultat de l'observation. Les suppositions possibles peuvent toutes se ramener aux trois suivantes :

1° Une mince écorce de densité comprise entre 2,6 et 2,8 et une partie principale homogène d'une densité peu supérieure à 5,5.

2° Une masse principale de densité comprise entre 2,6 et 2,8 et un petit noyau extrêmement lourd.

3° La densité augmente progressivement de la surface au centre.

Avant de rechercher quel genre de ces trois seules possibles constitutions internes s'accorde le mieux avec les faits, il faut signaler une remarque très importante : c'est que, dans tous les cas, la distribution de la densité doit être symétrique et uniforme autour du centre de la planète, autrement dit se disposer en couches sphériques, ou plus exactement ellipsoïdales, concentriques. En effet, la vitesse de propagation des ondes sismiques au travers du globe ne varie qu'avec la distance des points entre lesquels on la mesure au moyen des sismographes, soit entre le foyer et une station sismographique, soit entre deux stations, et les coordonnées géographiques de ce foyer et de ces stations n'interviennent en aucune mesure.

Revenons maintenant à nos trois hypothèses. A la première, écorce légère et partie principale de densité constante un peu supérieure à 5,5 devrait correspondre, d'après l'analyse mathématique, un aplatissement de 1/230, tandis que la seconde, écorce et partie principale légères et noyau central extrêmement dense, exigerait un aplatissement de 1/577. L'aplatissement observé étant de 1/298 environ, c'est-à-dire de valeur intermédiaire, il s'ensuit que la loi de variation de densité est elle-même intermédiaire entre ces deux suppositions extrêmes, c'est-à-dire que la constitution

interne du globe est du type de la troisième, ou que la densité augmente progressivement de la surface au centre et suivant une loi à déterminer de telle sorte que la densité moyenne soit de 5,5. Bien des lois de variations par couches concentriques peuvent être imaginées pour arriver à ce résultat, tout en restant compatibles avec les circonstances astronomiques du problème. Très séduisante, celle de Legendre a longtemps régné sans conteste; elle consiste à supposer que, de la surface au centre, l'augmentation de densité jusqu'à une valeur donnant une moyenne générale de 5,5 résulte uniquement de la compression que les couches terrestres successives exercent les unes sur les autres en conséquence de leur poids.

L'hypothèse de Legendre a contre elle la presque unanimité des physiciens modernes. Ils font observer qu'elle conduit à des pressions énormes au centre de la terre, quelque deux millions d'atmosphères, plus de mille fois les plus fortes que nous puissions obtenir dans les laboratoires à l'aide des plus puissants moyens de la mécanique moderne. Ils n'admettent pas que la matière soit ainsi presque indéfiniment compressible et déclarent ne pouvoir s'imaginer quel pourrait bien être l'état de la matière dans de semblables conditions. Wiechert est le savant qui s'est le plus vivement élevé contre cette conception. Pour rendre compte de la densité moyenne de 5,5, il ne reste donc plus

qu'une ressource, en demander l'explication à la nature chimique même de la masse interne. A plusieurs reprises déjà, nous avons rencontré cette conséquence des observations, que la terre doit posséder une rigidité de l'ordre de grandeur de celle de l'acier. Il est donc tout naturel d'admettre provisoirement que, pour les 4/5 ou les 2/3 du rayon, la sphère terrestre est composée d'un noyau de fer, ou de fer et de nickel, de densité uniforme de 8 à 8,5. La partie extérieure se composerait de la mince écorce connue d'une densité de 2,7 environ et d'une croûte intérieure d'une densité comprise entre 3 et 3,4 et résultant de la compression mutuelle des couches successives. Cette répartition des densités rend exactement compte de la densité terrestre moyenne de 5,5, mais il s'agit de lui enlever le caractère hypothétique qu'elle a jusqu'à présent. Auparavant il nous faut dire quelques mots de la température interne, sans tenir aucun compte de ce qu'elle a pu être dans la période de temps qui correspond à la formation même du globe terrestre; nous toucherions là aux théories cosmogoniques et nous les considérons comme tout à fait en dehors de notre sujet.

L'observation montre que la température croît à mesure que l'on descend dans les puits de mines et cela à raison d'un degré centigrade par 30 mètres environ. Cette augmentation constatée sur une épaisseur infime de 2 kilomètres, alors que le

rayon terrestre en a plus de six mille, ne saurait être étendue à toute la masse sans constituer une hypothèse gratuite. Jointe à l'augmentation de pression, il en résulterait pour la matière du globe terrestre un ensemble de conditions tel qu'il nous est impossible de concevoir quel serait son état moléculaire. Aussi les physiciens n'admettent plus que cette température puisse croître jusqu'au centre et ils pensent qu'à une certaine profondeur elle devient constante et égale à quelque trois ou quatre mille degrés seulement, taux suffisant pour rendre compte de l'état de fusion des laves volcaniques.

Quoi qu'il en soit, il s'agit de donner à l'hypothèse de Wiechert la sanction de l'observation, sans oublier qu'elle a déjà en sa faveur l'argument relatif à la rigidité de la terre considérée dans son ensemble, rigidité qui doit être comparable à celle de l'acier. Que la terre soit principalement formée de fer ne paraîtra pas étrange si l'on réfléchit que les vapeurs de ce métal jouent un rôle prépondérant dans les raies du spectre des parties profondes du soleil, que mettent à nu les phénomènes tourbillonnaires manifestés par ses taches. Toutes les théories cosmogoniques font dériver le soleil et les planètes d'une masse nébulaire commune, de sorte qu'une certaine communauté de constitution chimique entre les différents membres du système en est la conséquence

logique. Il y a plus, les minuscules astres que sont les aérolithes sont composés d'une croûte terreuse et d'un noyau de fer et de nickel. C'est en petit la reproduction de la constitution terrestre que nous avons à tâche de justifier et nous pouvons trouver des arguments de fait sur la terre elle-même.

On connaît, en effet, à la surface de la terre d'énormes masses de fer natif presque pur; la plus célèbre est celle d'Ovifak dans le Grœnland. Longtemps on lui a supposé, comme à d'autres analogues, une origine météorique et on la considérait comme un gigantesque aérolithe. Il est bien prouvé maintenant qu'elle est venue au jour avec des basaltes; en d'autres termes, elle est d'origine profonde. Dans l'Arizona s'élève un cône avec cratère appelé Coon Butte. L'absence de roches volcaniques aux environs l'a fait longtemps considérer comme produit par la chute d'un énorme aérolithe, dont les prétendus fragments composés de fer se rencontrent jusqu'à deux kilomètres de distance; leur poids total a été évalué à une dizaine de tonnes. Malheureusement pour l'explication, ces fragments ne se sont disséminés que d'un côté du Coon Butte, de sorte que ce ne peut être le point de contact d'un projectile d'origine céleste; il s'agit tout simplement d'un cratère d'explosion par lequel est venue au jour une masse profonde de fer natif, morcelée par le phénomène volcanique lui-

même. Ces faits et d'autres analogues accusent donc la présence du fer natif dans les couches terrestres profondes et l'hypothèse de Wiechert n'est plus une supposition simplement destinée à rendre compte de la densité moyenne de la terre.

Il s'agit maintenant de voir si la propagation des ondes sismiques, telle que la mesurent les sismographes, est ou non compatible avec l'existence d'un noyau terrestre composé de fer comprimé et dont le rayon serait les 4/5 ou les 2/3 de celui du globe.

Considérons les ondes longitudinales d'un tremblement de terre, et les ondes transversales conduiraient au même résultat. Si elles se propageaient par la surface, elles s'enregistreraient sur les sismographes au bout de temps proportionnels à la distance, c'est-à-dire aux arcs de grands cercles qui séparent les épicentres des divers observatoires. Au lieu de cela, ces temps croissent moins vite que ne l'exigerait la proportionnalité à la distance et l'on a déjà vu que leur vitesse est beaucoup trop grande pour les propriétés physiques, densité et élasticité, des couches externes, c'est-à-dire que ces ondes se propagent par l'intérieur de la terre. A 1 000 kilomètres de distance, le temps nécessaire est de 140″ et, à 2 000 kilomètres, il n'est plus que de 260″ au lieu de 280″ et ainsi de suite. A chaque augmentation de 1 000 kilomètres de distance correspond un accroissement successive-

ment moindre du temps nécessaire à la propagation et à 10 000 kilomètres ce temps n'est plus que

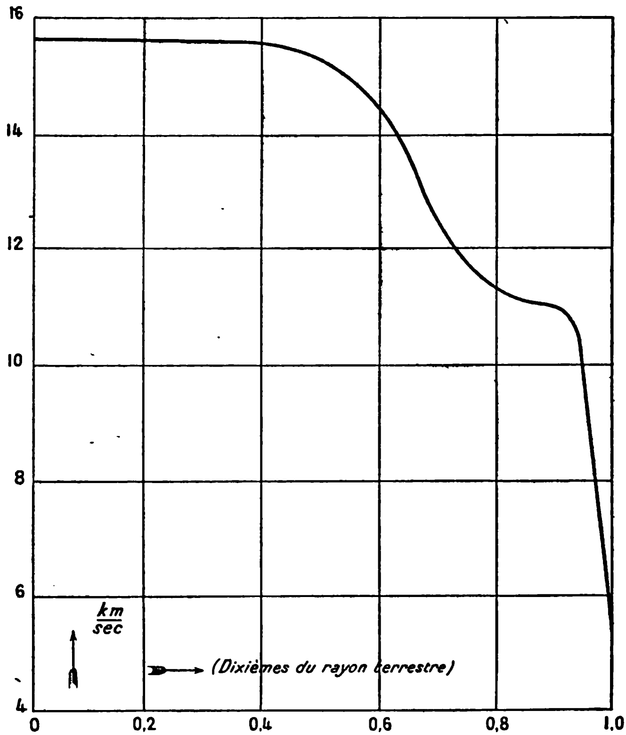


Fig. 60. — Variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques longitudinales avec la profondeur (d'après Benndorff).

de 790″ au lieu des 1 400″ qui correspondraient à la proportionnalité. Cela s'interprète facilement : à mesure que la distance augmente, le rayon

sismique pénètre plus profondément dans l'intérieur de la terre et y rencontrant des couches de plus en plus denses et élastiques, la vitesse de propagation des ondes sismiques croît elle-même dans la même proportion. A partir d'une profondeur d'environ 1 500 kilomètres, la vitesse de propagation reste à peu près constante et égale à ce qu'elle serait dans une sphère composée de fer et de nickel comprimés, d'une densité de 8 à 8,5. Nous nous retrouvons dans les conditions de l'hypothèse de Wiechert, qui de la sorte est vérifiée par des observations directes.

Dans le détail, les mesures des vitesses de propagation des ondes longitudinales, telles qu'on les obtient au moyen des sismographes, nous fournissent d'autres renseignements. Ce sera d'abord, pour les derniers 1 000 kilomètres de distance, un nouvel accroissement. Cela signifie que le noyau de fer, au lieu d'être de densité constante, est un peu plus dense autour du centre de la terre. En outre, à 100 kilomètres de profondeur au-dessous de la surface se produiraient, d'après Wiechert, des ondes sismiques d'une nouvelle espèce et qui correspondraient au cas d'un corps nageant sur un fluide. Ce serait le magma d'où émanent les laves et il viendra tout de suite à l'esprit que jusque-là seulement persiste la loi d'augmentation de température interne, car au taux de un degré d'augmentation par 30 mètres de profondeur on y

obtiendrait une température comprise entre 3 000 et 4 000 degrés, suffisante pour la fusion de toutes les roches connues, et que les physiciens admettent pour d'autres motifs, comme nous l'avons dit plus haut.

En résumé, toutes les observations astronomiques, géodésiques, géophysiques et sismographiques convergent vers la connaissance d'une constitution terrestre interne qui se résume comme il suit et met d'accord tous les faits :

1. Une écorce extérieure d'une densité moyenne de 2,6 à 2,8 et d'une épaisseur d'environ 100 kilomètres. C'est la zone des phénomènes de surrection des chaînes des montagnes, plissements et charriages, et c'est aussi celle où naissent les tremblements de terre.

2. Une mince couche fluide ou visqueuse de magma. C'est là que naissent les phénomènes volcaniques, et la température qui y règne doit être comprise entre 3 000 et 4 000 degrés; au delà, elle n'augmente plus.

3. Jusqu'à environ 1 500 kilomètres de profondeur, une couche d'une densité croissante jusqu'à 3 ou 3,4 et au sein de laquelle la compression due à la gravité croît progressivement et atteint le maximum compatible avec la constitution de la matière.

4. Au delà, un noyau constitué principalement de fer comprimé. Sa densité croît très lentement

jusqu'au centre, au voisinage duquel elle subit une certaine augmentation plus rapide. Il est caractérisé par une constance presque complète de ses propriétés physiques, en particulier de son élasticité.

Le progrès des observations pourra, sans doute, faire modifier dans quelques proportions les épaisseurs de ces diverses zones, mais il n'est pas probable qu'elles soient ultérieurement changées de manière notable, car cet ensemble a été successivement déduit par l'expérience sans intervention de théories ou d'hypothèses. On est loin de la conception du noyau interne fluide et incandescent et au lieu de cela on est arrivé expérimentalement à cette certitude qu'actuellement la terre est dans son ensemble un solide dont la rigidité est comparable à celle de l'acier, parce que précisément c'est un bloc de fer. Il n'échappera pas que c'est à la sismologie qu'il faut attribuer le mérite de cette synthèse définitive de nos connaissances sur l'état interne du globe.

CHAPITRE XX

EFFETS DES TREMBLEMENTS DE TERRE SUR LES CONSTRUCTIONS ET MOYENS D'Y REMÉDIER

Il serait tout à fait superflu d'insister sur l'intérêt capital que présente le problème des constructions asismiques, c'est-à-dire capables de résister aux tremblements de terre même les plus violents, et cependant, sans qu'on s'en doute, c'est peut-être la branche la mieux élucidée actuellement de la sismologie, les divergences entre les techniciens ne roulant plus que sur des points de détail. Grâce à de très nombreux travaux publiés depuis quelques années dans divers pays instables comme l'Italie, le Japon, l'Autriche et les États-Unis, il existe un véritable *Art de bâtir dans les pays à tremblements de terre* et, n'était l'incurie des populations intéressées et pourtant si souvent éprouvées, rien ne serait plus facile que de supprimer le péril sismique. Voilà une affirmation

qui semblera sans doute paradoxale tant les investigations faites dans cette voie sont restées cachées dans des recueils spéciaux, peu accessibles au public.

Pour se convaincre immédiatement de cette possibilité de sauver les constructions, il suffit de songer aux nombreux monuments de l'antiquité classique grecque ou romaine, encore debout après avoir résisté victorieusement à l'assaut de vingt siècles et plus, aux déprédations des barbares et en même temps aux grands tremblements de terre du bassin de la Méditerranée pourtant si souvent ébranlé. Et cependant il ne semble pas, si l'on se reporte aux traités d'architecture conservés, ceux de Vitruve et de Frontin par exemple, que ces grands constructeurs qu'étaient les Romains se soient jamais préoccupés, au moins explicitement, de rendre leurs monuments asismiques; mais ils construisaient bien et lentement, c'est-à-dire ne négligeaient aucune des prescriptions de l'art et n'employaient que d'excellents matériaux. On est d'ailleurs certain que cette immunité était spéciale aux monuments importants et ne s'étendait pas aux modestes habitations, les récits des historiens en font foi.

L'expérience la plus courante prouve que sauf des cas très particuliers, par exemple quand un édifice se trouve sur le trajet d'une faille qui rejoue au moment d'un tremblement de terre, toute

construction simplement soignée et bâtie avec de bons matériaux assemblés rationnellement résiste aux plus destructives secousses. On peut dire qu'au moyen de ces deux prescriptions d'ailleurs indépendantes de toute question préalable d'asismicité et qui constituent le plus élémentaire devoir d'un constructeur, on éviterait les quatre cinquièmes peut-être des dommages, entendant par là qu'on ne tient pas compte des petites avaries qui ne compromettent ni la solidité, ni l'habitabilité d'un édifice.

Il n'est pas téméraire de penser que l'autre part de dommages, le cinquième restant, est dû à un mauvais choix du site, ou du terrain sur lequel on a bâti. Certes, le plus souvent, ce choix n'est pas libre et s'impose en conséquence de multiples considérations. Il faut donc envisager la possibilité, d'ailleurs indéniable, de combattre efficacement le danger sismique des terrains incohérents ou de ceux topographiquement mal situés, le long de la pente d'une crête par exemple. Le problème se complique en raison de circonstances parfois contradictoires, tel terrain naturellement résistant de par sa constitution pouvant devenir dangereux, si, en raison de sa situation topographique, le mouvement sismique peut y acquérir toute son amplitude. Cependant, grâce aux multiples ressources de l'art moderne des constructions, il ne sera pas plus difficile de construire

asismiquement dans les situations les plus défavorables que d'élever un pont en terrain marécageux ou un viaduc sur des sables mouvants. A peine si ce sera une question d'argent. Mais ce n'est pas ainsi que le problème se pose au moins pour les habitations particulières et il s'agit d'exposer les principes généraux sur lesquels s'appuyer pour les rendre asismiques.

On pourrait évidemment établir les règles préservatrices au moyen de considérations théoriques *a priori*. L'art de bâtir est, en effet, tout entier une conséquence de la nécessité de résister à la pesanteur, effort statique, constant, vertical de haut en bas et aussi aux poussées obliques résultant de l'agencement mutuel des matériaux, c'est-à-dire des formes architectoniques adoptées, ainsi celles des voûtes. Dans le cas du tremblement de terre, il faut y ajouter un effort brusque et passager, donc dynamique, ondulatoire dans le sens horizontal et trépidatoire dans le sens vertical de haut en bas et de bas en haut. Posé de la sorte, le problème n'est pas au-dessus des moyens de la science de l'ingénieur, mais il est beaucoup plus sûr de faire appel à l'expérience acquise dans de nombreux désastres. On a donc comparé pour de nombreux tremblements de terre les structures, les matériaux, et les sites des édifices qui ont résisté ou non et de cette vaste enquête architectonique on a déduit les structures à conseiller, les matériaux

à préférer, les situations topographiques à éviter. Cette méthode expérimentale *a posteriori* a servi de base à l'art de construire dans les pays à tremblements de terre qu'il suffirait de suivre à la lettre pour éviter la totalité des dégâts. Les prescriptions en sont assez peu nombreuses et à plusieurs reprises on les a codifiées en règlements d'édilité, qui malheureusement sont vite tombés en désuétude jusqu'à ce qu'un nouveau désastre soit venu en démontrer, quoiqu'un peu tard, le bien fondé et la nécessité.

Sans entrer dans le détail, il ne sera pas sans intérêt de développer ici quelques considérations générales relativement au mode d'action des tremblements de terre sur les édifices et de montrer comment l'art de bâtir asismiquement résulte de la seule observation, ses principes restant d'ailleurs en parfait accord avec ceux de l'Art de bâtir sans épithète. Il suffira à notre but de considérer la simple habitation, dont la destruction entraîne le plus grand nombre de victimes et la plus grande partie des pertes matérielles. Voyons donc comment un tremblement de terre attaque une construction, ou mieux une muraille qui est l'élément fondamental de tout édifice, celui au moyen duquel l'homme sépare de l'atmosphère libre un certain espace où il abrite contre les intempéries sa personne et ses biens les plus précieux.

Malgré leur peu d'amplitude, mais à cause de

leur grande vitesse de propagation, et surtout de la brièveté de leur période, les vibrations préliminaires ne laissent pas que d'exercer sur une muraille des efforts mécaniques d'importance. On peut dire schématiquement que cet effort sur les matériaux est moléculaire, c'est-à-dire qu'il tend à les désagréger en les désorganisant. De cela se déduit la nécessité de n'employer que des matériaux solides, compacts, cohérents et élastiques et de relier les éléments constitutifs, pierres, briques, etc., par un mortier jouissant des mêmes propriétés physiques.

Une muraille devra donc être homogène et élastique et, si l'on veut donner à cette prescription une formule savante, on dira que toutes ses parties devront pouvoir vibrer synchroniquement. Toutes les règles pratiques tirées de l'observation quant aux qualités des matériaux de construction pourraient être déduites de cette règle et ici la théorie et l'expérience restent en parfait accord. Cela se prouve clairement au seul examen des décombres d'une ville qui vient d'être renversée par un tremblement de terre. Si les restes d'une muraille forment un tas de matériaux désagrégés, c'est que l'élément de liaison ne présentait pas une résistance comparable à celle des éléments constitutifs, pierres ou briques par exemple, et la muraille manquait d'homogénité et d'élasticité; si, au contraire, en tombant, la muraille s'est

fragmentée en gros blocs, c'est qu'en raison même des dispositions architectoniques la muraille avait des lignes de moindre résistance par suite de l'agencement défectueux des ouvertures, portes et fenêtres, ou de causes analogues. Toutefois les vibrations préliminaires, longitudinales et transversales, ne sont pas le facteur le plus à craindre du mouvement sismique.

Aux vibrations préliminaires succèdent les ondes de la phase principale. Elles ont une moindre vitesse de propagation et une plus longue période, mais leur amplitude, qui peut atteindre vingt centimètres et plus, les rend destructives. Ce mouvement ondulatoire n'attaque pas simultanément toutes les parties de la muraille, c'est-à-dire que ses diverses parties ne seront pas à un instant donné à la même phase; elles seront animées de vitesses dont la grandeur sera inégale et la direction différente, de sens contraire même. Il y aura donc tendance à séparation des éléments constitutifs, pierres ou briques, en suivant alternativement les joints, et en apparence capricieusement. Les fentes pourront même s'étendre à ces éléments, tous ces effets divers variant avec les propriétés physiques relatives de ces éléments et du mortier.

Pour résister victorieusement à cet effort de disjonction, il faudra que les propriétés physiques des matériaux procurent comme tout à l'heure l'homogénéité et l'élasticité de la muraille.

Mais une muraille se détruit aussi parce que, grâce à l'inertie, certaines de ses parties n'obéissent pas immédiatement au mouvement ondulatoire communiqué à d'autres que leur position rend plus libres d'y céder. L'intervention de ce nouveau facteur de ruine se produit tout particulièrement pour les parties supérieures relativement aux parties inférieures qui, elles, reçoivent directement l'impulsion sismique du sol. Celles-là restent donc en retard par rapport à celles-ci, circonstance qui s'aggravera notablement si les poutres des planchers, au lieu de reposer par leur simple poids sur les murailles, leur sont solidement reliées. Il se produira donc un effet de cisaillement horizontal, la muraille constituant un pendule renversé, mais dont la partie supérieure manque de liberté; elle se fendra à la hauteur du plancher, ou plus communément un peu plus bas parce que le pied de la muraille aura déjà changé de phase quand la partie supérieure aura fini par se mettre en mouvement. Théoriquement, ces fentes devraient se produire horizontalement, mais en réalité leur direction est oblique, perturbée qu'elle est souvent par les lignes de moindre résistance, comme celles dues aux ouvertures.

L'action destructive de l'inertie est moindre pour une muraille indépendante que pour celles qui font partie d'un édifice, en dépit du mutuel soutien résultant, parce que, dans ces cas, l'inertie

des planchers et des toitures s'ajoute à celle des parties supérieures de la muraille. Pour y résister, les murailles devront former un tout avec les parties horizontales, c'est-à-dire qu'elles doivent

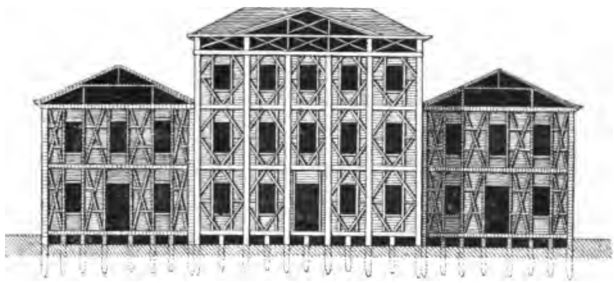


Fig. 61. — Maison-baraque de Vivenzio.

être renfermées dans une armature générale à éléments tant horizontaux que verticaux. Elles ne doivent pas être autonomes, ou *self-supporting*, comme disent les Anglais, et leur rôle se réduira à celui d'un simple matériel de remplissage, tout le poids de la construction se reportant sur l'armature. Tel est le plus clair enseignement des derniers grands désastres. Il n'y a d'ailleurs là rien de nouveau que l'expression, et Vivenzio connaissait bien ce fait quand, après le tremblement de terre des Calabres des 5 et 20 février 1783, il inventait son système des *case barracate*, qui, depuis, a fait ses preuves toutes les fois qu'il a été appliqué rationnellement.

Comme on sait, le mouvement sismique présente une autre sorte d'ondes, les ondes visibles ou gravifiques particulières aux terrains sans consistance. On en estimera facilement l'effet éminemment destructeur en se rappelant que, douées d'une bien plus grande vitesse de propagation que celle des vagues de la mer, ces ondes viennent déferler contre les fondations d'un édifice exactement de la même manière que les vagues marines contre une côte rocheuse et abrupte. Si donc l'édifice ne forme pas un tout, il se séparera de ses fondations et s'effondrera sans remède. Ainsi, par une autre voie, nous arrivons à la conception d'un édifice dont les diverses parties soient tellement solidaires qu'aucune d'entre elles ne puisse se mouvoir indépendamment des autres, et c'est ainsi que s'est transformée l'idée des anciens sismologues quand ils disaient que toutes les parties d'un édifice doivent pouvoir se mouvoir synchroniquement.

Un autre effet des ondes gravifiques est d'incliner une construction et si la projection du centre de gravité d'un mur peut sortir de sa base de sustentation, il n'en est pas de même pour un édifice considéré comme un ensemble. En d'autres termes, le renversement d'un édifice est impossible, et, en fait, on n'en a pas d'exemple; cela ne peut arriver que pour ceux de formes très particulières comme les phares ou les che-



Fig. 62. — Séparation entre une façade et les divisions intérieures restées en place.
Tremblement de terre de Valparaiso du 16 août 1906.



Fig. 63. — Séparation entre les divisions intérieures et la façade restée debout.

Tremblement de terre de Valparaiso du 16 août 1906.

minées d'usines. Mais si les murailles ne sont pas parfaitement reliées aux divisions intérieures, elles se rendront indépendantes du reste de l'édifice et se renverseront. Ce danger est très réel et on voit, en effet, à tous les grands tremblements de terre, des façades tomber seules en laissant apercevoir des appartements béants dont les meubles sont restés en place. D'autres fois, au contraire, c'est la façade qui reste debout et l'intérieur de l'édifice s'effondre.

Il s'agit donc de constituer un édifice de telle sorte qu'il forme un monolithe seulement susceptible de se balancer avec les ondes principales et les ondes gravifiques. La solution consiste évidemment dans les armatures générales dont il a déjà été question et les vides en seront remplis par des matériaux formant rideau. En d'autres termes, ce sera une cage.

A première vue, ces considérations pourront être taxées de théoriques. Il est bien loin d'en être ainsi, et nous avons dans les vagues de la mer un phénomène naturel très analogue aux tremblements de terre et dont l'effet sur les navires a conduit à des principes tout semblables pour les constructions navales.

Comment, en effet, agissent les vagues sur le navire, si l'on ne tient pas compte de ce fait, ici accessoire, qu'il flotte? En déferlant contre ses flancs, ou murailles, elles le font rouler et tanguer.

Ces effets ne diffèrent pas essentiellement du mouvement imprimé à une construction par les ondes principales et gravifiques d'un tremblement de terre et le choc des mêmes vagues de la mer correspond, au moins jusqu'à un certain point, à l'effet des vibrations préliminaires. Les conditions exigées dans les constructions navales seront donc les mêmes que pour les constructions asismiques : homogénéité, élasticité et indéformabilité. L'homogénéité s'opposera à la destruction et à la désorganisation des matériaux par les mouvements vibratoires; l'élasticité suffira pour combattre l'inertie de certaines parties par rapport à d'autres sous l'action du mouvement ondulatoire des ondes principales; enfin l'indéformabilité empêchera le mouvement pantographique de l'armature, autre cause de destruction des murailles par excès de tension ou de compression sous l'action des ondes gravifiques déformant les panneaux de l'armature.

Aux deux premières conditions correspondent le choix et la bonne qualité des matériaux, éléments de liaison et éléments constitutifs. Il est un peu plus délicat de satisfaire à la troisième, l'indéformabilité, mais tout constructeur avisé ne sera pas embarrassé pour l'obtenir au moyen de liaisons appropriées entre les diverses parties de l'armature. soit métallique, soit de bois, et saura transformer les rectangles en triangles, la seule figure indéformable.

Il viendra tout de suite à l'esprit que l'emploi du ciment armé est précisément le mode de construction qui satisfait, et, au plus haut degré, à toutes ces exigences. Ce sera donc le matériel de choix pour les pays à tremblements de terre et, effectivement, toutes les fois qu'il a été convenablement construit, les édifices ont admirablement résisté, à Messine comme à San-Francisco. Il présente en outre l'immense avantage d'être incombustible, et l'on sait la violence des incendies qui suivent toujours les grands tremblements de terre et souvent même produisent plus de dommages que le phénomène naturel. Dans un édifice en ciment armé ne peuvent brûler que les objets contenus, et la parfaite liaison entre le ciment et le métal de petit échantillon écarte le danger des inégales dilatations entre les murailles et les éléments métalliques des constructions en charpentes de fer ou d'acier et qui, en cas d'incendie, suffisent à en assurer la destruction, même quand l'édifice a victorieusement résisté au tremblement de terre. Malheureusement le ciment armé ne convient pas partout à cause de son prix élevé et de la difficulté de son emploi, mais à cette objection il y a cette réponse que les plus modestes modes de construction peuvent être rendus asismiques à peu de frais et à condition de ne pas s'en tenir aux conseils des nombreux empiriques qui pullulent dans les pays à tremblements de terre.

Comme on l'a déjà fait remarquer, les désastres sismiques se feront de plus en plus graves par suite de la surpopulation croissante des villes et des progrès mêmes de la civilisation, qui exigent des constructions plus compliquées et plus élevées : La question de leur asismicité devient donc de plus en plus urgente. Nous entrevoyons que, dans cet ordre d'idées, le ciment armé finira par remplacer tous les autres matériaux de construction, parce qu'il est à la fois hygiénique et incombustible. L'asismicité sera obtenue par surcroît et, ce jour-là, le danger des tremblements de terre aura disparu pour toujours, sans qu'on l'ait voulu, et nous avons beaucoup plus de confiance dans cet inconscient progrès de l'avenir que dans l'adoption de mesures préventives d'édilité, car l'expérience de l'histoire montre que la routine continuera à avoir raison contre les plus sages conseils des sismologues.

BIBLIOGRAPHIE

ALFANO (G. B.). *Sismologia moderna.* Milano, 1910.

DUTTON (Cl. E.). *Earthquakes in the light of the new sismology.* New York, 1904.

GUTIÉRREZ LANZA (M. S. J.). *Puntos de vista sobre los terremotos.* Santiago, 1910.

HOBBS (W. H.). *Earthquakes. An introduction to seismic geology.* New York, 1907. — *Erdbeben. Eine Einführung in die Erdbebenkunde.* Leipzig, 1910.

HOERNES (R.). *Erdbebenkunde.* Leipzig, 1893.

MILNE (J.). *Seismology.* London, 1898.

DE MONTESSUS DE BALLORE. *Les tremblements de terre, Géographie séismologique.* Paris, 1907. — *La science séismologique. Les tremblements de terre.* Paris, 1908.

DE ROSSI (St). *La meteorologia endogena.* Milano, 1882.

SIEBERG (Aug.). *Handbuch der Erdbebenkunde.* Braunschweig, 1904.

Principaux périodiques sismologiques (avec la date du commencement de la publication).

Beiträge zur Geophysik. Leipzig, 1887.

Bolletino della Societa sismologica italiana. Modena, 1895.

Bulletin of the Imperial earthquake investigation Committee. Tokyo, 1907.

Bulletino del vulcanismo italiano. Roma, 1874-1895.

Comptes rendus des séances de la Commission sismique permanente de l'Académie impériale des sciences. Saint-Pétersbourg, 1904 (en russe).

Mittheilungen der Erdbeben. Commission der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1897.

Publications du bureau central de l'Association internationale de Sismologie. Strasbourg, 1908.

Publications of the Earthquake investigation Committee in foreign languages. Tokyo, 1900.

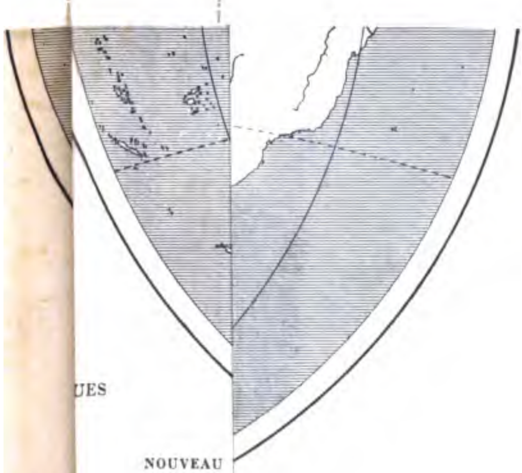
Report on seismological investigations. British Ass. for the advancement of Science. London, 1896.

Transactions of the Seismological Society of Japan. Yokohama, 1880-1892.

TABLE DES FIGURES ET CARTES

TABLE DES MATIÈRES

715-11. — Coulommiers. Imp. PAUL BRODARD. — 11-11.


UES
NOUVEAU